ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. IX WARSZAWA 1959 No. 2

Z. KOTAŃSKI

Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts.

ABSTRACT: On the basis of lithologico-stratigraphic studies, confirmed by new faunal finds, Alpine stratigraphy has been established in the high-tatric Triassic and following stages distinguished: Seis, Campilian, Anisian, Ladinian, Carnian, Norian and Rhaetic. A description is given of the conditions of sedimentation, facial variability, and the palaeogeography of the high-tatric Triassic, as well as its relation to other palaeogeographo-structural units.

INTRODUCTION

The present paper reports the results of research work on the stratigraphy, palaeogeography and sedimentation of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. These studies have been systematically carried on since 1955, in the Laboratory of Dynamic Geology of the Warsaw University, partly with support of the Polish Academy of Sciences, and the Geological Institute of Poland.

I should like to express my special thanks to Prof. Dr. E. Passendorfer for his guidance during the preparation of the present work, also for the helpful discussion and revision of the text. Thanks are also due to Mr. J. Lefeld for kindly reading my work.

In view of the paucity of fauna in the high-tatric Triassic the faunistic and stratigraphic knowledge of these areas is not adequate. The writer has, therefore, treated here more at large problems concerned with sedimentation and palaeogeography whose study is on a better way tu solution.

A comprehensive paper published by the writer contains the main stratigraphic profiles (Kotański 1959), and situation maps of the localities mentioned in the present work, together with comments on the documentation material he has used here.

GENERAL NOTE

The sedimentary series of the Tatra Mts. is divided into two major tectonic and palaeogeographic units: the high-tatric and the sub-tatric unit.

The high-tatric lies directly on the crystalline core of the Tatra Mts. The sub-tatric is situated farther north and was overthrust from the south. The sub-tatric unit is divided into two nappes, the lower sub-tatric (Križna) nappe and the upper sub-tatric (Choč) nappe.

The folded high-tatric series may be divided into three tectonic units. These are the autochtonic Kominy Tylkowe unit, the Czerwone Wierchy fold and the Giewont fold.

Generally speaking the sub-tatric sedimentary basin was of intrageosynclinal character, the high-tatric of intrageanticlinal. Palaeogeographical differentiation in the various tectonic units is distinctly reflected in the character of Triassic sediments.

According to traditional (though somewhat schematic) opinions the Triassic of the Choč nappe was completely marine, the lower sub-tatric nappe marine in the middle part only, but continental in the lower and the upper part. In the high-tatric fold series the Triassic formation is characterised by the presence of numerous stratigraphic gaps.

STRATIGRAPHY

The high-tatric Triassic of the Tatra Mountains has been known since long ago. V. Uhlig (1897) referred to the Triassic red shales intercalated by sandstones, followed by cavernous limestones and dolomites (Zellendolomiten). Moreover, he assigned the Keuper age to shales, sandstones and quartz conglomerates from Czerwone Żlebki. Quartzite conglomerates and sandstones at the base of the here defined Triassic were by Uhlig referred to the Permian, while a limestone and dolomite series at its top has been referred to the Lias.

New data on Triassic stratigraphy and palaeogeography were contributed by M. Limanowski (1903). He assigned to the Lower Triassic a part of the quartzitic sandstones, by Uhlig referred to the Permian, and introduced the Permo-Triassic term.

On the basis of Uhlig's stratigraphic views Cz. Kuźniar (1913) has carried out a number of petrographic analyses of rocks, subsequently recognised as Triassic.

In 1921 Uhlig's "Liasjurakalk" was by F. Rabowski (1921) referred to the Middle Triassic. Initially that author based his conclusions on

tectonic grounds. Subsequently (1931) he collected a lamellibranchian fauna which proved his view. The assignment of a powerful series of limestones and dolomites to the Middle Triassic considerably simplified tectonic conceptions and laid the foundation stone for new more detailed stratigrahpic investigations.

After E. Passendorfer (1934), a more complete sedimentary series might be supposed in the Kominy Tylkowe series, inasmuch that the thickness of Middle Triassic rocks observed in the Czerwone Wierchy series, and still more so in the Giewont series, was markedly smaller. E. Passendorfer has encountered within the Triassic of Mt. Giewont numerous segments of crinoids identified as *Dadocrinus gracilis*. This is an index form of the lower part of the Wellenkalk in Upper Silesia. F. Rabowski (1959) when correlating the Middle Triassic above Tomanowa Pass and from the Kominy Tylkowe massif, with the Middle Triassic of Mt. Giewont, likewise observed on Mt Giewont the absence of the upper Middle Triassic complex, 400 to 500 m thick. On the ground of earlier differentiations by Slovakian authors (Koutek 1920, Zoubek 1930) St. Sokołowski (1948) and E. Passendorfer (1950) referred to the Werfenian quartzitic sandstones and conglomerates regarded as Permo-Triassic.

Thus, the Triassic, in the time of Uhlig assigned to a limited series of rocks not more than several tens metres thick, subsequently has grown to a thickness involving several hundred metres and constitutes the most powerful formation within the Tatra Mountains.

The stratigraphic concepts in respect to the Tatra Triassic have thus far lacked uniformity. The Lower Triassic has for a long time been commonly known as the Werfenian owing to lithological analogies with the East-Alpine Triassic. The Middle Triassic was referred to as the Muschelkalk, the Upper Triassic as the Keuper. At the same time several lithological types corresponding to the Alpine Triassic were distinguished (Slovakian geologists and K. Guzik, 1956) in the sub-tatric series of the Middle Triassic. The nomenclature used was therefore a mixed one, partly that of the Alpine and partly of German Triassic.

The Tatra Mountains lie within the Alpine geosyncline. The Tatra Triassic, though deviating from the classic geosynclinal sediments of the Eastern Alps, is, nevertheless, less closely allied with the German Triassic than has heretofore been believed. E.g. the so called "Carpathian Keuper" of the high-tatric series is not a continental sediment, since the red clastic littoral deposits are merely one of the facies among typically marine carbonate rocks bearing an Alpine brachiopod fauna. On the other hand, it has been ascertained many-a-times that the attempt of close age and facies correlations with the Eastern Alps is likewise misleading.

The writer's studies have led to the differentation of all Alpine stages of high-tatric Triassic. Some of them: the Campilian, the Anisian and the Norian, have been distinguished on characteristic fauna, others on palaeogeographical conclusions.

LOWER TRIASSIC (Scythian)

The Lower Triassic is characteristic by the presence of clastic facies. On analogies with the Alpine sediments it has long been referred to the Werfenian.

Until recently the Werfenian age had been assigned only to red shales with intercalations of sandstones, and the so called cavernous limestones and dolomites. Sokołowski (1948) referred to the Werfenian the complete series of quartzite sandstones and conglomerates, believed to be Permo-Triassic. This was done on reliable evidence, since Werfenian beds in this interpretation rest unconformably on crystalline rocks and on the Permian (Koperszady series, Passendorfer 1950, 1957). While the lower boundary of the Werfenian is established with certainty, a new sedimentation cycle being started with the Werfenian, the Werfenian-Middle Triassic boundary has not been palaeontologically estabhlished.

In the earlier papers of Rabowski (1925), as well as those of E. Passendorfer (1951) and of M. Turnau-Morawska (1947, 1955) this boundary was placed over the cavernous limestones and dolomites. In his last report, F. Rabowski (1954) referred them to the Middle Triassic, probably on Alpine analogies (Gignoux 1956). Initially the present writer concurred with this opinion (1955a) on the fact that, within the Giewont series, cavernous limestones and dolomites may be sedimentarily replaced by limestones and dolomites previously referred to the Middle Triassic. However, on his later investigations the present writer (1956 a,c) inferred that the boundary between the Werfenian and the Middle Triassic stretches far higher above the so called cavernous limestones and dolomites since deposits containing an Upper Werfenian fauna occur in their top. *Moyphoria costata* and *Naticella costata* recovered from these rocks indicate the presence of a Campilian stage to which have likewise been referred the so called cavernous limestones and dolomites, while the underlying clastic rocks are assigned to the Seis (chart 1).

Within the Czerwone Wierchy series the development of the Werfenian is similar. However, the Seis and Campilian beds there have been left mostly below the shearing plane. In the Giewont series lower Campilian Myophoria beds replace the cavernous "limestone and dolomite" series. Moreover it has been ascertained that the so called cavernous

limestones and dolomites do not constitute a particular lithological horizon in the meaning so far used in literature. More likely they are a tectonic or slope breccia formed on rocks *in situ* (Kotański 1956a, 1959), as yet very little known.

It should be pointed out that the Seis and Campilian terms — so called after the Seiser Schichten and the Campiler Schichten of the Eastern Alps — have long ago been introduced into the nomenclature of the Alpine Triassic by Hungarian (Balogh 1948, 1952, Balogh & Panto 1952, 1953), Slovakian (Mišik 1953, Němčok 1953, Mahel 1956a, b), and Bulgarian (Končev 1955) authors. The Campilian fauna only has been recovered from the Tatra Mountains, i.e. by M. Limanowski (1901) from the sub-tatric series, and by the present writer (1956 a, c) from the high-tatric series. So far there is no palaeontological evidence for the presence of the Seis. The corresponding beds have been assigned to this stage on analogies with the Triassic of Slovakia and of the Alps. Their age is also reasonably established on their stratigraphic position below Campilian deposits with which they are sedimentarily connected.

MIDDLE TRIASSIC

The complete Middle Triassic profile occurs nearly throughout the Kominy Tylkowe series. It is proved by sedimentary connection with the Campilian and the Keuper, the latter likewise being in sedimentary connection with the Tomanowa beds of Rhaetic age (Raciborski 1890). Both stages of the Middle Triassic — the Anisian (Virglorian) and the Ladinian must, therefore, fit into these boundaries.

For the sake of convenience the boundary between the Campilian and the Anisian has been placed at the bottom of the so called basal breccia. It contains Werfenian — mainly lower Campilian — rock-fragments and occurs in all units of the high-tatric series, likewise in the sub-tatric series (Kotański 1958). Grey saccharoid dolomites, towards the top passing into grey saccharoid dolomitic limestones with parallel (granular) lamination, overlie the basal breccia. Over these beds there is a thick series of alternating limestones (mostly vermicular) and dolomites. An abundant fauna of crinoids, belonging to the species *Dadocrinus grundeyi*, has been recovered from the limestones, suggesting the Anisian (Lower Hydaspian) age (Lefeld 1956, 1957). It should be pointed out that vermicular limestones, being a most specific sedimentary structure, are likewise of stratigraphic significance. In the Western Alps they namely occur (Briançonnais series and the Pre-Alps — Jeannet & Rabowski 1912, Blanchet 1934, Gignoux & Moret 1938, Gignoux 1957) in the

lower zone of the Middle Triassic, similarly as in the Tatra Mountains. The earlier conclusions of the present writer postulating the occurrence of vermicular limestones in the upper part of the Middle Triassic (1955 b) must be modified inasmuch that the boundary between the Werfenian and the Middle Triassic has been shifted considerably upwards (Kotański 1956a). Structures similar to vermicular structures from the Alps and the Tatra Mountains are also known from the Muschelkalk of Upper Silesia and Germany (Wellenkalk) where they are grouped within the Lower Muschelkalk (Gogolin beds). The youngest Triassic deposits of the Giewont series, probably also those in the greater part of the Czerwone Wierchy series, belong to the Anisian.

Ladinian sediments (limestones alternating with dolomites), also occur in the Kominy Tylkowe series. So far, however, they have not yielded an index fauna. The presence of large trochites of genus *Encrinus* possibly suggests the Ladinian.

Lamellibranchs locally occurring within the Anisian have no stratigraphic significance. They are *Pecten discites, Gervillia mytiloides* and *Modiola triquetra* collected by F. Rabowski (1931). The present author has discovered numerous new localities with these forms, mostly within lower Anisian saccharoid limestones (Kotański 1959). Calcareous algae of the Dasycladaceae group are known to be important index fossils in the Alpine Triassic. In the high-tatric Triassic they have been dolomitised or re-crystallised to such an extent that it cannot be with certainty established with which species of genus *Diplopora, Physoporella, Teutloporella* or *Gyroporella* we are dealing.

UPPER TRIASSIC

Upper Triassic rocks in the high-tatric series have been long known (Czerwone Żlebki) and, on their facial development, assigned the Keuper age. Owing to sedimentary connection with the Middle Triassic on the one hand, and with the Rhaetic of the Tomanowa beds on the other hand, their upper Triassic age is beyond doubt. In the carbonate Upper Triassic series of Rzędy pod Ciemniakiem, probably corresponding to the Norian, the writer has recently discovered a brachiopod faunule not yet identified.

Both stages of the Upper Triassic, i.e. the Carnian and the Norian are developed as the Keuper clastic series of Czerwone Żlebki.

In the Smytnia Valley clastic deposits are covered by a thick dolomite series. The Upper Triassic here is thus clearly bi-partite. The lower part probably belongs to the Carnian, the higher to the Norian. Similar

CHART 1

STRATIGRAPHY OF THE HIGH-TATRIC TRIASSIC

Sub-division	Stages \ High-tatric series	Kominy Tylkowe Series							Czerwone Wierchy Series			Giewont Series
		Spis-Michałowa Valley	Czerwone Żlebki	Smytnia Valley	Cicha Valley		Chochołowska Valley		„pod Ciemniakiem" root twist region		Upper limb of the fold	
					Jawor	E part	Przełęcz w Kulawcu Pass	Slope of Mt. Bobrowiec	NW Rzędy	SE Rzędy		
Upper Triassic	RHAETIC	—	— *Tomanowa beds.* alternating black and brown shales with oolithic iron ores, also flora-bearing quartzites	(there are profs of Rhaetic transgression in the neighbouring areas) —	—	black shales and limestones with crinoids, corals, *Tomanowa beds:* alternating black and brown shales with oolithic iron ores, also flora-bearing quartzites —	calcareous algae and bryozoans		—	—	(there are proofs of Rhaetic transgression) —	—
	NORIAN	— alternating beds of light platy dolomites, also of yellow, black and pink dolomite shales	alternating conglomerates, sandstones	— yellow weathering platy dolomites with cherts, also dolomitic shales and banded limestones	—		arenaceous dolomites, yellow marly dolomites, shales, sandstones and conglomerates	— alternating red shales, sandstones and conglomerates	— platy dolomites and dolomitic shales, red shales, sandstones and conglomerates, dolomites and shales	— dolomites and limestones bearing a brachiopod fauna, alternating dolomites and red and black shales	(there are proofs of Norian transgression) —	—
	CARNIAN		red and green shales apple-green dolomites	alternating conglomerates, sandstones, shales, dolomites and limestones	—	—	—	—			—	—
Middle Triassic	LADINIAN	alternating beds of limestones and dolomites with distinct predominance of dolomites fossils: *Encrinus* sp., recrystallised algal structures				—	—		alternating beds of limestones and dolomites with predominance of dolomites fossils: *Encrinus* sp.		—	
	ANISIAN (Virglorian)	Illyr Pelson Hydasp	alternatig beds: yellow weathering platy dolomites, vermicular and crinoidal limestones with *Dadocrinus* grey saccharoid limestones grey saccharoid dolomites basal breccia				—		alternating beds: yellow weathering platy dolomites, vermicular crinoidal limestones with pelecypods and gastropods and with *Dadocrinus grundeyi* grey saccharoid limestones fossils: *Pecten discites, Gervillia mytiloides, Modiola triquetra* grey saccharoid dolomites basal breccia			—
Upper Triassic (Scythian = Werfenian)	CAMPILIAN	supra-Myophoria dolomites *Myophoria beds:* alternating yellow weathering dolomites, black bituminous limestones black, red and green shales, also intraformational breccias; fossils: *Myophoria costata* and *Naticella costata* *so called cavernous limestone and dolomite series:* alternating green shales and grey dolomites also ashy and yellow marls				—	—		supra-Myophoria dolomites *Myophoria beds:* alternating yellow weathering dolomites, black bituminous limestones, black shales also intraformational breccias;			fossils: *Myophoria costata*
	SEIS	red and green shales interbedded by calcareous sands red brittle sandstones and shales quartzitic sandstones and quartz conglomerates										

Digitized by the Internet Archive
in 2024

https://archive.org/details/acta-geologica-polonica_1959_9_2

bi-partition likewise occurs in the NW part of Rzędy pod Ciemniakiem and on the Tomanowski Twardy Upłaz.

In the Spis-Michałowa Valley (Szeroka Jaworzyńska Massif) the whole Upper Triassic is developed as yellow dolomites and dolomitic shales. This is, therefore, the marine facies of the Upper Triassic, involving the Carnian and the Norian. A similar profile of the Upper Triassic also occurs in the SE part of Rzędy pod Ciemniakiem. Stratigraphic correlations of the Upper Triassic in the high-tatric series are difficult owing to strong facial differentiation. The ascertained occurrence in the Upper Triassic of a purely marine facies compels us to put aside the term of „Keuper" and to introduce purely Alpine stratigraphic nomenclature (Kotański 1956 d).

The Upper Triassic has been recorded from the Kominy Tylkowe series only, from the Świerkule unit (Jaroszewski 1957) and from the root twist zone of the Czerwone Wierchy fold. It is unknown from the true Czerwone Wierchy series or from the Giewont series. Upper Triassic palaeogeography is more at large dealt with in the following chapter.

RHAETIC

In Czerwone Żlebki and above the Kraków Ravine, lie the Tomanowa beds, directly overlying the Upper Triassic developed in a red clastic facies. They are brown quartzite sandstones, also black and brown shales with oolithic iron ores, bearing a flora permitting their assignment to the continental Rhaetic (Raciborski 1890, Uhlig 1897).

Moreover, coral, oyster and bryozoan limestones have long been known from the Chochołowska Valley. On analogies with the sub-tatric Rhaetic they have been referred by Uhlig (1897) correctly to this stage. These analogies were also noted by W. Goetel (1916).

However, since no faunistic evidence has thus far been provided by these deposits, their age cannot be accurately established. Horwitz and Rabowski (1922) referred them to the Rhaetic-Hettangian owing to their stratigraphic connection with the Lias.

Recent excavations in Przełęcz w Kulawcu Pass permitted to ascertain that the studied rocks have a sedimentary connection both with the Lias, and with the newly discovered uppermost Norian beds. The exposed section obviously indicates that Rhaetic beds are represented there too. To the Rhaetic must in the first place be referred the above considered rocks which display previously noted analogies with the sub-tatric Rhaetic.

In 1956 the marine Rhaetic of the Chochołowska type was recorded by the writer also from the Cicha Valley. Since the occurrence here of

links somewhat higher than those in the Chochołowska Valley is not quite out of the question, the Tomanowa beds are reasonably referable to the lowermost Rhaetic and uppermost Norian. Their relation to Norian dolomites could not, regretfully, be determined, since these two facies exclude one another. The Tomanowa beds are connected either with the clastic facies of the Upper Triassic (Czerwone Żlebki) or rest directly on the Campilian (Cicha Valley). They are the first sediment laid down after a prolonged continental period which prevailed during the Upper Triassic in some parts of the Tatra Mountains.

Facial variability, palaeogeographic conditions in the particular high-tatric series, Upper Triassic orogenic movements and the period of denudation, are more comprehensively dealt with in the next chapter.

SEDIMENTATION AND PALAEOGEOGRAPHY

Lower Triassic

Seis

Seis rocks, described in a number of post-war works (Sokołowski 1948, Passendorfer 1950, Turnau-Morawska 1947, 1955), have not been more closely investigated by the present writer. They consist of conglomerates and quartzitic sandstones dark brown in colour, doubtlessly transported by streams from a far distant area, as is indicated by the predominance in pebbles of vein quartz. These sediments rest directly on crystalline rocks. In one site only, in the Jagnięcy crest, they overlie the Permian Koperszady series. Very little is as yet known on the trends of sedimentation and conditions of deposition of the clastic material here. An analysis of the constituents of arenaceous rocks has, however, shown their origin to be partly from the denuded Permian Verrucano mantle (Passendorfer 1950), partly from the crystalline core resembling the Tatra core (Turnau-Morawska 1955).

Recently K. Borza (1958) has suggested that they are of marine origin. This opinion concurs with detailed sedimentological studies of P. Roniewicz (1959). So far the prevalent opinion has been that Seis rocks, at least so in the lower portion, are of fluvial origin (Passendorfer 1957).

It is a well known fact that Werfenian deposits overlie crystalline rokcs quite flatly, board-like.

The writer's detailed studies on the south slope of Mt. Giewont have shown that the bottom surface of the Werfenian is by no means so flat as it appears to be. Depressions and elevations doubtlessly due to

erosion, are there observable (Kotański 1959, table XVII). During the Seis these depressions were filled by sediments but it was not until the Campilian that they became completely filled up.

Coarse-clastic conglomerates and sandstones of the lower Seis grade upwards into more argillaceous series (red and green shales, occasionally calcareous, also sandstones). No marine fauna has so far been found in them, though in the sub-tatric series Werfenian deposits with strong lithological resemblances have long been known to contain marine forms (Limanowski 1901).

Seis deposits are, in the first place, recorded from the Kominy Tylkowe series (Stężki, Jagnięcy crest, Szeroka Jaworzyńska, Koszysta, Żółta Turnia, Skrajna Turnia, Cicha Valley, Tomanowa Pass, Ornak, Kulawiec, Bobrowiecka Pass), also from the Giewont series (Sucha Woda Valley, Siodełko, south slope of Mt. Giewont, Kondracka Pass). Within the Czerwone Wierchy fold the Seis has been left below the shearing plane during the orogenic movements. It crops out in the Szeroka Jaworzyńska Massif and above Jawor in Cicha Valley only in the core of the Czerwone Wierchy fold.

Observations from these exposures have shown that there are no important lithological or facial differences in the Seis throughout the high-tatric units. Its development is extremely uniform.

Campilian

The Campilian stage has not been differentiated by previous authors in the present meaning of the term. Though the so called cavernous limestones and dolomites belonging to it have long been known, their origin used to be quite differently interpreted. In most cases they have been regarded as marine breccias (Turnau-Morawska 1955, Kotański 1955 a) or as reef products (Kuźniar 1919), while lately they have been referred to the Middle Triassic (Rabowski 1954, Kotański 1955 a). Naturally, also the higher layers (Myophoria beds and supra-Myophoria dolomites) were included into the Middle Triassic.

It has now become clear that quite different interpretation must be given in respect to the origin of the so called cavernous limestones and dolomites than that so far accepted. This type of beds (marine breccias) does not actually occur as a stratigraphical horizon. Other beds, however, exist within the horizon of cavernous limestones and dolomites, either completely unknown or very inadequately described. At the bottom these are alternating layers of green shales and dark-grey compact dolomites bearing traces of organic structures. Sporadically the dolomites are strongly fractured and permeated by a net system of veins of yellow

coarse-crystalline calcite. This complex is generally coated by a thick cover of slope breccias. Above this complex the dolomites are interbedded by grey and yellow marls. A layer of ashy marls occurs in the top of this assemblage. The marls here are mostly permeated by a net of veins of coarse crystalline calcite, producing one of the types of breccias described as "cavernous limestones". For more details regarding "cavernous limestones and dolomites" see Kotański 1956a and 1959.

Hence, beds from the „cavernous limestones and dolomites" series are a normal marine deposit. They are characterised by unstabilised sedimentation which is clastic in the case of red and green argillaceous shales but carbonate in the case of dolomites and marls. Alternating shales and dolomites, indicated ununiform supply of terrigenic material, intermitted by chemical or organo-chemical sedimentation.

Myophoria beds, belonging to the Upper Campilian, consist of black shales (locally green or red) alternating with black bituminous limestones with occasional banded structures of the bioherme type (calcareous algae), also of distincly bedded platy dolomites. These dolomites bear a fauna containing lamellibranchs of *Myophoria costata* and of gastropods *Naticella costata*.

Neither here has the carbonate sedimentation type become stabilised. Besides carbonate organo-chemical rocks shales occur here with a high percentage of detritic quartz. The sea where these deposits were laid down was a shallow one. This is indicated both by the fauna and the great abundance of slide- and still more of intraformational breccias. They are composed of fragments of newly laid down but already consolidated deposits of bituminous limestones, dolomites and black shales. An abundance of the intraformational breccias is one of the most characteristic features of the Myophoria beds. These breccias were formed when wave action attained sea bottom, breaking up the bottom deposits. possibly during heavy storms.

The Myophoria beds are followed by an assemblage of dark-grey platy yellow weathering dolomites, locally of the pea-like variety (possibly recrystallised algal structures), with sporadical intraformational breccias. These are the so called supra-Myophoria dolomites. Only organo-chemical deposits were laid down then, showing no traces of terrigenic material, similarly as in the Middle Triassic.

The Campilian has been distinguished in all the high-tatric series. In the Kominy Tylkowe series a classic exposure occurs on the south side of Mt. Panienki (Kotański 1956a, 1959). Moreover, Campilian deposits are known from the valleys of Tomanowa, Starorobociańska and Cicha, from Dubrawiska, the Szeroka Jaworzyńska Massif, also from the higher part of Koperszady Zadnie Valley. In the Czerwone Wierchy series Campilian rocks most frequently constitute the core of

the fold (the Seis together with the crystalline rocks has been left behind during the folding). Their best exposures are in a gully below Chuda Turnia, in Mułowy Valley and Rozpadlina Valley, Kondratowa Valley (Piekło), in Myślenickie Turnie, and Hala Gąsienicowa. In the High Tatra they are encountered in the Szeroka Jaworzyńska massif. In the Giewont series the Campilian stretches in a wide belt on the south slopes of Mt. Giewont and Kalacka Turnia. It also crops out in Mała Łąka Valley, on the pass near the Siadła Turnia, in the Mechy Pass near Kopa Magura, in the bed of the Sucha Woda Valley and on Mt. Mała Koszysta.

In all these places the Campilian rocks are very much alike. It is only within the series of Kominy Tylkowe and of Czerwone Wierchy that three distinct subdivisions of the Campilian are observable: beds from the cavernous limestone and dolomite series, Myophoria beds, and supra-Myophoria dolomites. In the Giewont series, on the other hand, (the south slope of Mt. Giewont) the characteristic facies of the Myophoria beds starts already in the lower Campilian, while "beds from the cavernous limestone and dolomite series" are nearly completely absent. In some sections the boundary between the Myophoria beds and supra-Myophoria dolomites descends fairly low down, while in others shales from the Myophoria beds come up nearly to the top of the Campilian. Black Campilian shales never attain any great thickness. It is only in Kalacka Turnia that they display a thickness over the average figure.

On these unimportant differences, however, it is hardly possible reliably to establish the palaeogeographical assignment of units without a determined tectonic position.

On the south side of Mt. Giewont, where much research work has been done, it is possible to ascertain the strong facial variability and depth differences of Myophoria beds in the particular sections. The pre-Triassic unevenness of the substratum (Kotański 1959, table XVII) was levelled during the Campilian.

Middle Triassic

The Middle Triassic is characterised by the formation of a powerful series of carbonate sediments — limestones and dolomites — whose morphology presents some of the most typical Tatra scenery (Rzędy and Zdrapiska in the Kominy Tylkowe Massif, slopes of Kościeliska Valley near Hala Pisana, Rzędy pod Ciemniakiem, Krzesanica, Valleys Rozdlina and Świstowa, part of the south side of Mt. Giewont, and finally Zamki and Upłazki in Szeroka Jaworzyńska Massif). Ladinian rocks are far less common than those of the Anisian, having been denuded from many places during the Upper Triassic and Lower Jurassic.

Anisian

The Anisian begins in all the high-tatric units with the so called basal breccia (Kotański 1955 a, 1956 a). This breccia is mainly composed of dolomite fragments from the Myophoria beds, also of supra-Myophoria dolomites and green shales from the "cavernous limestone and dolomite series". Mt. Chuda Turnia (see Kotański 1956 b) is the only locality where Seis quartzite and quartzitic sandstone fragments occur in the basal breccia. This indicates that this sedimentary breccia is made up of fragments (also pebbles locally passing into conglomerate) of rocks occuring several tens of metres lower down. Thus we may suppose here a temporary emersion of some parts of the high-tatric and sub-tatric (Kotański 1958) sedimentation basin during which erosion attained the bottom Campilian beds.

The difficulty here encountered is that now the Anisian basal breccia does not rest directly on the Seis (Chuda Turnia excepted) but on a complete Campilian. Hence where can we look for the eroded parts?

They may possibly have occurred in the lower limbs of high-tatric folds. at present mostly unknown. Should it be so, the supposed squeezings out may actually have occurred on a considerably smaller scale.

The basal breccia constitutes an important episode in the palaeogeographical evolution and is followed by sediments totally different than in the Campilian. They begin with grey saccharoid dolomites passing towards the top into grey saccharoid dolomitic limestones with characteristic granular lamination (Kotański 1955 b). This consists in that crystalline dolomite grains are seen in a parallel arrangement on the dark calcareous background of the rockmass. Hence they are carbonate rocks of clastic origin, similar to the dolomitic sandstones from the Tatra Eocene. The supply source of clastic material is probably the crushed reefs or algal biohermes. Their re-crystallised relicts may possibly have persisted as white "tubercules" on the weathered surface of dolomites and of saccharoid limestones. Locally these rocks display characteristic cyclic sedimentation (Kotański 1955 b, fig. 2 and p. 353—354).

The compact subcrystalline limestone grades into dolomitic limestone with granular lamination by an increase in the number of the crystalline dolomite fragments. On dolomitic limestone or on dolomite the limestone rests directly, sharply delimited by a boundary locally bearing traces of outwashing, similar to hard ground. Traces of outwashing are also observable within assemblages of compact limestones as seam lamination outlined similarly to stylolite lines. From this section it is

seen that both, limestones and saccharoid dolomites, have sedimented in a shallow sea. The sedimentation of the limestones, however, occurred at a relatively slow rate and was associated with brief sedimentary gaps while the saccharoid dolomitic limestones of detrital origin were laid down more abruptly.

These observations concur with the opinion of B. Sander (1936) who believes that the repeated cycles of sedimentation play an important role in the formation of this type of rocks. Breccias containing fragments of underlying deposits, clastic deposits on the hard grounds, numerous fairly extensive discontinuity surfaces, all these facts indicate that the material which is now a mechanical constituent had been deposited and eroded, redeposited and reeroded long before the formation of the final sediment.

The writer's studies have confirmed B. Sander's views as to the importance of the mechanical re-workink of primary sediments.

Grey saccharoid dolomites are a readily discernible lithological horizon of the lower part of the Anisian throughout the high-tatric series, and also in the sub-tatric series (Kotański 1959). Locally (south slope of Mt. Giewont, the "Organs" in Kościeliska Valley) a lamellibranchian fauna is encountered in saccharoid dolomites.

Alternating limestone and dolomite beds belong to the higher part of the Anisian.

It is just this alternating arrangement and cyclic repetition of the limestone and dolomite beds that constitute one of the fundamental and most difficult sedimentary problems of the Middle Triassic.

The several limestone and dolomite beds may be locally traced over large distances; in other places (the south side of Mt. Giewont, the Rzędy-Panienki Range) they display strong variations of thickness, interlocking and mutual replacement. Hence, in spite of strong facial variability, the formation of the individual limestone and dolomite horizons must be due to general changes of sedimentary and physico-chemical conditions prevailing in the Middle Triassic sea.

Several limestone varieties may be distinguished. They are vermicular, foraminiferal and oolithic limestones. Some limestones may, possibly owe their formation to calcareous algae, among others to diplopores. No coral limestones have so far been encountered.

Vermicular limestones are known (Kotański 1955 b) to be a special kind of slide breccia, or contain plastic flow structures. Thus far, vermicular structures have always been stated to be of organic origin only (algae, worms etc.). The connection of these structures with the disturbances in primary lamination is beyond doubt. Moreover it may be observed that besides flow disturbances, diagenetic deformations of

the "boudinage" type may have also participated in the formation af certain types of vermicular structures consisting of alternating limestones and dolomites. Analogous structures have been described by Mc Crossan (1958) from the carbonate Devonian Ireton Formation in United States.

Crinoidal limestones are mostly of clastic origin, the crinoidal material is crushed and redeposited, possibly with the participation of turbidity currents, as is indicated by the occurrence of graded bedding (Kotański, op. cit.). "Crinoidal meadows" preserved *in situ* and which have not been redeposited are extremely rare (Lefeld 1956). The greater part of limestone material had, after deposition, been carried away by traction currents, as is suggested by the presence of diagonal current bedding (bottom of Sucha Woda Valley). Fine lamination is observable in some places, suggesting calm and slow sedimentation. Elsewhere horizons of hard ground and intraformational breccia are encountered.

During the formation of Anisian limestones terrigenic material was in some places supplied. On the south slopes of Mt. Giewont and Mt. Kalacka Turnia (the Giewont series) interbeddings of red arenaceous shales have been long recorded. They attain their maximum thickness below the Krzesanica summit (the overturned Kominy Tylkowe series near the root twist of the Czerwone Wierchy fold).

The majority of platy yellow weathering dolomites are doubtlessly primary, (S-dolostones after the nomenclature of Dunbar & Rodgers 1958). This may be inferred from the fine lamination common in dolomites, also the presence of dolomite fragments in intraformational breccias. The occurrence in dolomites of flow structures likewise suggests their dolomitisation at a very slow rate during periods of checked organo-detritic sedimentation of limestones. The paucity of fauna in limestone-dolomite sediments of the Middle Triassic suggests abnormal salinity conditions prevailing in the Triassic sea. Never, however, did salinity rise so high as to produce anhydrites, gypsum or salts, as had occurred both in the Alps and in the Triassic of the German type.

The problem of epigenetic dolomitisation has not so far been cleared up. Frequently it is observable that limestones and dolomites are traversed by thick veins of pink or white crystalline dolomites. Possibly these vein dolomites may be of secondary origin. In this connection, however, it must be mentioned that the veins reach upwards to a certain level beyond which they never pass. It is, therefore, possible that they are intraformational veins of Triassic age. Some of these dolomite veins may owe their origin to tectonic intrusions. They are perhaps the result of very strong plastic folding in places with strong tectonic deformations.

Ladinian

The Ladinian, as compared with the Anisian, shows poorer facial differentiation. This observation, however, may have been suggested by the few occurrence sites of Ladinian rocks which have been mostly removed by later erosion. Alternating limestone-dolomites occur also within this stage, but with the predominance of dolomites. They are here grey, fine crystalline. Ladinian limestones are not so distinctly vermicular. The occurrence is also noted of characteristic banded limestones with somewhat disturbed lamination, also numerous oolithic limestones. Apple-green platy dolomites make the transition to the Carnian.

Some of the most characteristic scenery shaped in alternating limestones and dolomites of Middle Triassic age occurs in Rzędy and Zdrapiska of the Kominy Tylkowe Massif, in the "Organs" of Kościeliska Valley, and in Zamki of the Szeroka Jaworzyńska Massif.

Upper Triassic

As is stated in the preceding chapter, fairly strong facial differentiation has taken place in the Upper Triassic. Clastic deposits of the "Carpathian Keuper" have been deposited in some places (Czerwone Żlebki) throughout the Upper Triassic. In other places (Smytnia Valley, NW part of Rzędy pod Ciemniakiem) red clastic sediments are deposited during the Carnian, yellow dolomites during the Norian. In the Spis-Michałowa Valley, however, and in the SE part of Rzędy pod Ciemniakiem, dolomite shale sediments formed throughout the Upper Triassic.

The existence of sedimentary transition from the beds of Ladinian dolomites to those of Carnian shales and presence of dolomite intercalations indicate that sedimentation was then still taking place in the sea. Plentiful clastic material derived from the denudation of emerged land was transported there. According to M. Turnau-Morawska (1953) the subtatric Keuper was supplied with material mainly from the crystalline core of the Tatra type. Remnants of this core are absent in deposits of the high-tatric Keuper.

At the present time we do not know any section suggesting that in any place of the high-tatric series the crystalline core had been attained by Upper Triassic erosion. At the best (see below) it may be supposed to have reached to the Werfenian. The "unfolding" of the Czerwone Wierchy and Giewont folds would cover up the entire area of the crystalline Tatra core. Since the Middle Triassic and Werfenian series are very thick in these folds neither can it be accepted that Keuper erosion within their sedimentation basin had reached to the

crystalline core. Such sites, may, therefore, exist farther south or north from the Tatra Mountains.

On the studies of M. Turnau-Morawska it may be ascertained that the sedimentation of the Keuper shales took place within a marine environment. That author is of the opinion that the red colour of sediments does not necessarily imply a nonmarine environment. These observations may be supplemented by the fact that red and green shales are often interbedded with dolomites (e.g. in the lower part of the Smytnia Valley section). These dolomites strongly resemble Middle Triassic marine dolomites. When clastic sedimentation ceased, chemical or organochemical sedimentary agents came to play, forming Upper Triassic dolomites.

On the largest ledge in Rzędy pod Ciemniakiem, we may readily discern how the clastic-carbonate Upper Triassic facies in the NW part of this area interlocks the carbonate facies from its SE part. A fairly abundant brachiopod fauna, not yet identified, has been found here in black crinoidal limestones of the Upper Triassic (probably Norian). It indicates the existence of marine environment in the Upper Triassic of the high-tatric series.

The confirmation of this fact within the high-tatric series, so far regarded as distinctly intrageanticlinal, is a warning against too abrupt drawing of conclusions in respect to the distribution of palaeogeographic conditions in the Carpathian geosyncline. Facial variability, at least so in the Triassic, was far stronger both meridionally and equatorially than it has thus far been supposed.

It is far more difficult to clear up the origin of the sandstone and conglomerate beds. Their constituents suggest distant transport. Werfenian arenaceous beds may be regarded as one of the supply sources of quartz material. The conglomerates and sandstones here may be partly a delta-partly a fluvial deposit. In any case (Smytnia Valley, Rzędy pod Ciemniakiem, Czerwone Żlebki, Chochołowska Valley) these deposits have been transported by streams and, possibly, partly deposited in the sea. There are no signs of major intraformational erosion in the shale and conglomerate beds. This fact likewise suggests their sedimentation in a marine environment. The appearance of a thick layer of conglomerate not always means an upheaval, and that of shales and dolomites — a sea transgression. This cyclic pattern is rather referable to climatic agents.

According to E. Passendorfer (1955) the presence of cherts in limestones and dolomites of the Upper Triassic (at that time held to be Middle Triassic) indicates that the supply source of silica was a continent undergoing chemical weathering. In that author's opinion the same origin may be assigned to cherts (chalcedonies) in the sub-tatric Triassic.

On the basis of the above mentioned facts it may be inferred that, in some parts of the Kominy Tylkowe series sedimentation basin, Carnian sedimentation took place in the littoral sea zone. Even a sea regression from this area would not have brought about long-continued erosion activities.

Inasmuch as in Czerwone Żlebki continuity of sedimentation is observable between the Middle Triassic and the Keuper, it should, on the other hand, be stressed that periods of upheaval and denudation occurred in other parts of the high-tatric series. As is shown by F. Rabowski's map (1954), Middle Triassic sediments are completely missing between the Werfenian and the Lias in the Starorobociańska and Chochołowska valleys from the Iwaniacka to the Bobrowiecka Pass and still farther west. When studying these profiles V. Uhlig (1897) drew the conclusion that within the high-tatric series there is complete lack of Middle Triassic sediments in the limestone-dolomite facies, while the whole Triassic is represented by shale-sand deposits.

The section from the Przełęcz w Kulawcu Pass — where the writer has lately done some excavation work — shows that yellow porous dolomites referable to the so far unknown uppermost Norian beds (in sedimentary association with marine Rhaetic) rest on shales of the "cavernous limestone and dolomite" series or on Campilian Myophoria beds. At the bottom of Norian dolomites sandstones and conglomerates occur in which Campilian rock fragments are also encountered. The absence of Middle Triassic sediments in the western margin of the Tatra Mountains, and likewise in the studied area, has, thus far, been attributed to squeezing. However, it seems surprising that such huge masses of limestones and dolomites had been squeezed out while soft shales persisted at their top and bottom. The interpretation by squeezing is reasonally suggested by the occurrence of Middle Triassic beds on the Kominy Tylkowe and Kominy Dudowe where they rest directly on Liassic sediments. It seems highly improbable that the absence here of Middle Triassic beds is due to a sedimentary break since no facial changes in these beds are observable within the Kominy Tylkowe Massif neighbouring with this area. It is more likely that in the western margin of the Tatra Mts. Middle Triassic deposits had been denuded during the Carnian, prior to Norian transgression. Carnian erosion in this area had thus, attained the Werfenian shales and quartzites, while elsewhere (the Czerwone Wierchy and Mt. Giewont series) only the upper strata of Middle Triassic beds had been eroded at that time (see below). During the Carnian (roughly speaking) within the Kominy Tylkowe series, clastic rocks were deposited or an upheaval occurred followed by denudation. During the Norian, sedimentary condi-

tions of the littoral or fluvial type, prevailing during the preceding period, still persisted in some places (Czerwone Żlebki). Within the Smytnia Valley and in Mt. Żar, however, sedimentation of clastic deposits very nearly ceased. Limestones and dolomites sedimented there sporadically interbedded by dolomitic shales. This, together with the presence in these dolomites of detritic quartz grains permits — in spite of their characteristic yellow colour — to distinguish them from Middle Triassic dolomites. The stabilization of typically marine conditions in some parts of the high-tatric sedimentation basin, among others ascertained by faunal evidence, bears analogies to conditions prevailing in many Alpine sections (Hauptdolomit). The presence of thick dolomite and limestone beds has likewise been noted in the upper part of the sub-tatric Keuper (Kotański 1958).

The top of the high-tatric Upper Triassic crops out in very few places only.

In Czerwone Żlebki, conglomerates and red shales are in sedimentary connection (as stated by Uhlig 1897) with plant-bearing quartzite sandstones and black or brown shales of the Tomanowa beds. We are probably dealing here with a transition of the marine type of sedimentation into the continental-lacustrine type.

In the Przełęcz w Kulawcu Pass Norian dolomites display sedimentary connection with black shales and sandstones, and also fossiliferous limestones at the base of the Lias. Sedimentary continuity between the Upper Triassic and the Lias indicates that coral-lamellibranchian beds possibly referable to the Rhaetic (Uhlig 1897), truly represent this stage. Deposits corresponding perhaps to the Rhaetic of Chochołowska Valley (recorded there not only from the Przełęcz w Kulawcu Pass but also from the neighbourhood of Bobrowiecka Pass, Uhlig 1897 and Wójcik 1959) have likewise been reported from the upper part of the Kraków Ravine where they overlie the Tomanowa beds. Hence it may be inferred that the Rhaetic marine invasion marked the commencement of the Liassic transgression. During the emergence in the Rhaetic time in Czerwone Żlebki (Tomanowa beds) marine environment persisted without break in the Chochołowska Valley area beginning with the Norian. Sea transgression had not reached the Czerwone Żlebki area before the uppermost Rhaetic, locally during the Lias (Upper) and even in the Bajocian.

In the Smytnia Valley Liassic beds have an abrasive contact with Norian beds. The Rhaetic is absent here both from the Tomanowa and the Chochołowska facies. The lowermost Lias is likewise lacking. Breccias and conglomerates occur at the base of Liassic rocks. They are built of large blocks of yellow Norian dolomites, moreover containing

numerous minute dolomite fragments and quartz grains. The matrix is calcareous. The presence of numerous quartz grains within the conglomerates here, (towards the top grading into quartz-dolomite sandstones) indicates that, prior to the Liassic transgression, Norian dolomites had been overlain with a thick cover of sand and gravels brought here from afar by streams. As a result of abrasion, not only Norian dolomites are to be found in the sediments laid down at the foot of the cliff, but likewise the overlying sands and gravels which had been deposed after the Rhaetic sea transgression. Rocks of the marine Rhaetic are absent here, but they may have occurred previously. Finding of marine Rhaetic rocks among pebbles in the Liassic (Wójcik 1959) supports this statement. According to A. Radwański (1959) the calcareous Rhaetic deposit, filling up borings of lithophagae in Norian dolomite fragments, on the one hand indicates the lack here of sedimentary connection between the Rhaetic and the Norian, due to the intervening denudation. On the other hand presence of the Rhaetic infilling substance in the Norian fragments in Liassic sediments points out to the erosion of both Norian and Rhaetic sediments during the Lias.

The high-tatric Upper Triassic is known from the autochtonic Kominy Tylkowe series only. The complete absence of the Upper Triassic and the Lias is one of the most striking features in the Giewont and Czerwone Wierchy series. This, naturally, applies to the normal (upper) limbs of folds only. No reliable information is, however, available as to the lower limb of the Czerwone Wierchy fold which links the Kominy Tylkowe series with the normal Czerwone Wierchy series. This is a very difficult problem since, upon closer investigation, it has been ascertained that the lower limb of the Czerwone Wierchy fold has hardly anywhere been preserved so as to expose the Triassic beds of the overturned series too. The overturned layers of the Albian, Urgonian, Neocomian and Malm are the only known ones. The Triassic beds have been everywhere tectonically reduced. Under these conditions the Rzędy pod Ciemniakiem sections are of particular significance.

Tectonically this region belongs to the autochtonic series approaching the root twist of the Czerwone Wierchy fold, the beds here lying in an overturned position. Tectonically speaking this region does not truly belong to the lower limb of the Czerwone Wierchy fold but to the overturned and mutually overlapping digitations and scales of the Kominy Tylkowe series. Sedimentarily, however, it is an important link connecting the sedimentary Kominy Tylkowe series with the Czerwone Wierchy series.

In one of the gullies, somewhat above the Tomaniarski Twardy Upłaz, a sequence is observable showing the sedimentary contact of the Bajocian (crinoidal limestones) with the dolomites and shales of the Keuper. Moreover, it is noted that Bajocian beds do not rest quite conformably on the Keuper beds, but that a slight discordance (penaccordance) occurs. We may, therefore, accept that, after the deposition of the Keuper but prior to that of the Dogger, an old-Cimmerian phase of Alpine orogeny had occurred within the Tatra Mountains. In the Giewont series these movements were expressed by transgressive sequence of the particular Dogger horizons on Middle Triassic beds. The discordance, not discernible in a single section, becomes clear upon comparison of a number of parallel sections, e.g. those on the south slope of Mt. Giewont (Kotański 1959, table XVII).

It is only within the Kominy Tylkowe series, where Liassic deposits occur, that it is possible more precisely to date these movements, i.e. to determine whether they are post- or pre-Liassic. The sedimentary connections of the Lias with the Dogger, in the Kominy Tylkowe and Dudowe series, points out to their age as older than Liassic. It may be that the movements occurred during the Rhaetic before the deposition of the marine Rhaetic of the Chochołowska Valley but after the sedimentation of the Tomanowa beds. In the Chochołowska Valley these movements were not expressed by discordance and emergence, but by increased supply of clastic materials only. Moreover, continuity of sedimentation occurs between the Norian, the Rhaetic and the Lias.

How are we to account for the absence of Liassic rocks in the above mentioned Rzędy section, and throughout the Czerwone Wierchy and Giewont series? Three alternatives are presented: either they were never deposited during the Lias, or, after their deposition, were removed by Dogger transgression, or, finally, they were removed during the successive transgressions of the several Dogger stages.

The first alternative seems the most probable. The described Rzędy section corresponds to that site of the primary sedimentation basin where Liassic deposits probably never sedimented. The Norian sea stretched farther south of the primary sedimentation basin than did the Liassic sea. Hence the occurrence of the only, so far, known profile where Dogger rocks are in sedimentary contact with Keuper (Norian) rocks. The primary absence of Liassic deposits from the sedimentation basin of the Czerwone Wierchy and Giewont series is indicated by the lack of Liassic sandstones among pebbles in Bajocian, Bathonian and Callovian rocks. Nevertheless, it is quite possible that they have been denuded and completely removed from this area after the Lias but

before the Dogger. In any case it is perfectly sure that during the Dogger transgression the Liassic deposits were absent, while Norian dolomites still occurred.

E. Passendorfer (1934) and F. Rabowski (1959) have previously postulated the lack of the upper strata of the Middle Triassic in the Czerwone Wierchy and Giewont series. Their opinion has been confirmed and more precisely stated on recent studies (Lefeld 1956 and Kotański 1956a). The lack of the Ladinian, in part possibly of the Anisian, has been ascertained within the Giewont series. These beds were doubtlessly deposited but were subsequently denuded. During what period did that far-reaching Norian erosion occur? Upper strata of the Middle Triassic deposits had been removed prior to the Norian transgression, as is indicated by the Rzędy section, and the absence of Middle Triassic pebbles in conglomerates and sandstones of the high-tatric Lias. The erosion here might have taken place during the Carnian. Hence it should be recognised that, after the sedimentation of deposits of the upper part of the Middle Triassic in the Czerwone Wierchy and Giewont series, there was a period of intense erosion and denudation during the Carnian (Upper Triassic orogenic phase). During this stage these deposits were eroded, similarly, maybe, as in the Chochołowska Valley and throughout the western marginal zone of the Tatra Mts. The Norian sea transgressed this area, and yellow dolomites were here deposited. After that, old-Cimmerian movements disturbed this area. They occurred in several stages with locally differentiated reach. E.g. in Przełęcz w Kulawcu Pass there is no unconformity. The first and most important of these phases took place after deposition of Norian dolomites but before that of the marine Rhaetic, yet probably after the deposition in other places of the Tomanowa beds. The following phases occurred after the Rhaetic from the Chochołowska Valley but prior to the Lias (Radwański 1959) or during the Lias. They resemble the Dogger movements separating the successive transgressions.

During the Lias the sedimentation basin of the Czerwone Wierchy and Giewont series was partly emerged and eroded. In some places, however, Norian dolomites had been preserved and were not eroded before Dogger transgression. This is indicated by the presence in Bajocian, Bathonian and Callovian deposits of numerous fragments of yellow Norian dolomites. Abrasion then attained the lower beds of the Middle Triassic, which may be also encountered in Dogger sediments. The successive Dogger transgressions formed abrasion platforms while Bajocian and Bathonian deposits locally penetrated deep into Middle Triassic beds (in the Kraków Ravine up to 40 m above the

bottom of Dogger deposits), producing clastic dikes and veins, infilled by marine Dogger deposits.

Inasmuch that Triassic rocks of the lower limb of the Czerwone Wierchy fold are not actually known, the Świerkule unit (Rabowski 1954) may play an important role in palaeogeographic speculations. According to W. Jaroszewski (1956) it is a transition link connecting the Kominy Tylkowe series with the Czerwone Wierchy series (as is suggested on the presence there of Liassic rocks). Moreover, after that author it corresponds to the lower limb of the Czerwone Wierchy fold. Keuper conglomerates and shales were encountered by W. Jaroszewski in the Świerkule scale. suggesting that in some places the clastic littoral facies of the Upper Triassic extended as far as the Czerwone Wierchy series.

In some places of the Kominy Tylkowe series, near the root twist of the Czerwone Wierchy fold (Jawor, Rozpadlina Valley, Rzędy pod Ciemniakiem) Dogger sediments rest directly on the Middle Triassic — locally even on the Anisian. They have frequently been preserved (Jawor) in clastic veins only, like in the case of the high-tatric folds.

The Cicha Valley was a vast area of Upper Triassic denudation. Tomanowa beds (western part) and even Liassic rocks (near the Liliowe pass) rest there directly on the Campilian.

In the Szeroka Jaworzyńska Massif Liassic beds are missing altogether, while the Dogger rests there directly on the Norian or even the Anisian (the upper strata have been eroded during Upper Triassic and old-Cimmerian disturbances).

Upper Triassic sediments do not occur in the Koszysta elevation separating high-tatric series of the Western Tatra from that of the Szeroka Jaworzyńska depression. A. Michalik (1955) has described high-tatric Keuper from Polana Waksmundzka and at the foot of Mt. Wołoszyn. In the former of these sites it belongs to the subtatric series (Głazek, 1959) as perhaps in the latter one too.

It is, therefore, difficult to connect these two distant areas (Western Tatra and High Tatra). Still it should be pointed out that the autochtonic series of the Szeroka Jaworzyńska Massif resembles those of the high-tatric folds of Western Tatra (contact between the Dogger and the Anisian). This is particularly so in the section of the root twist of the Czerwone Wierchy fold in Rzędy pod Ciemniakiem (contact between the Dogger and the Norian).

All these conclusions call for a revision of opinions concerning the palaeogeography of the high-tatric series which were, thus far, strongly differentiated (chart 1).

HIGH-TATRIC TRIASSIC IN CONNECTION WITH TRIASSIC STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE ADJACENT TECTONIC AND PALAEOGEOGRAPHIC UNITS OF THE CARPATHIANS, THEIR FORELAND AND THE ALPS

Together with other sediments coating the cores of the Inner Carpathians, the high-tatric Triassic of the Tatra Mountains belongs to the so called Tatrides series. These are intrageanticlinal deposits with stratigraphic gaps. shallow water conditions and small thickness of sediments. In distinction from the Tatrides, the Granides (sub-tatric series), formed south of the Tatride sedimentation basin according to the nappe theory. are built of intrageosynclinal sediments. The stratigraphic series here are more complete. with deep-sea sedimentation and greater thickness of deposits. Still farther south lay the sedimentation basin of the Gemerides. reaching to the central parts of the Alpine geosyncline (Andrusov 1936).

North of the Tatride sedimentation area occurred the Pieniny Klippen Belt. in direct contact with the Flysch Carpathians.

Facial differentiation of the high-tatric and sub-tatric series is most conspicuous in the Jurassic. The Triassic rocks, however, also display considerable differences. Particularly pronounced differentiation occurs between the high-tatric and sub-tatric series and the Gemerides.

A comparison of the high-tatric Tatra Triassic with other high-tatric. sub-tatric and Gemeride series is greatly hampered owing to the different stratigraphical methods, strong facial differentiation, paucity of fossils and tectonic complications.

Even a comparison with the high-tatric series of Mała Fatra, Lubochnia and Niżne (Lower) Tatra is difficult owing to schematic, often inexact stratigraphy and lack of detailed sections. In all these massifs the Werfenian consists of quartzites. quartzitic sandstones, red shales and locally of beds referred to cavernous limestones and dolomites. It should be pointed out that with the exception of Stare Hory, these strata contain neither gypsum nor anhydrites. Owing to absence of fossils both from Werfenian and Anisian beds of the Lower Tatra (Mahel 1956b) the boundary between the Werfenian and the Middle Triassic has not been definitely established. In the Tatra Mountains this boundary has been very accurately determined on Campilian and Hydasp fossils. Within the Lower Tatra zone (Stare Hory) the Werfenian age is assigned to fine bedded limestones referred to as „Weilenkalk". It is not quite clear whether this is a variety of vermicular limestones or limestones of Campilian age. Moreover, also Werfenian melaphyres are recorded

from Stare Hory, associated with a phase of eruption not known in the Tatra Mountains.

In these units the Middle Triassic consists of alternating dark limestones and yellow dolomites. The limestones are grouped mostly near the bottom and are referred to the Anisian. The dolomites occur in greater masses higher up and are referred to the Ladinian. Occasionally (Lower Tatra) the Upper Triassic has developed in the „Carpathian Keuper" facies. In most cases the Lias rests transgressively on the Middle Triassic. It is quite possible that in some places the Upper Triassic too, may be represented by dolomites. Neither the continental nor the marine Rhaetic occurs within these massifs. On the other hand, no such exensive stratigraphic gaps are encountered as those in the Giewont series where Dogger beds rest directly on the Anisian. Notably interesting is the Triassic of the high-tatric series (at some earlier time probably occurring in Podhale) reconstructed on the base of exotics in the Upper Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt. Besides quartzites and shales, melaphyres and other extrusive rocks likewise belong to the Werfenian. Their occurrence brings the Werfenian strata here near to those of Stare Hory in the Lower Tatra region. The Haligowiecka clippe contains Middle Triassic beds of limestones and dolomites, while the Upper Triassic there consists of cavernous dolomites and shales.

A comparative study of the high-tatric series with subtatric series (Granides) and the Gemerides, likewise meets obstacles. They are mainly a consequence of the fact that stratigraphy there, particularly so of the upper sub-tatric units is based on lithological analogies with the several beds of Eastern Alps, on which stratigraphical conclusions have been drawn. As has been shown by M. Mahel (1956 a) on the geology of "Stratenska Hornatina", this method is highly misleading.

Within the scope of our present knowledge the Triassic of the lower sub-tatric nappe (kriżnianska) may be described as follows.

The Werfenian at the base consists of quartzitic sandstones overlaid by plantbearing sandstones and variegated shales, also containing *Myophoria costata* of Campilian age (Limanowski 1903). Still higher up occur yellow shales and cavernous dolomites. To the Anisian (Virglorian) have been assigned dark Guttenstein limestones with brachiopods cropping out at the entrance to the Bielskie Caves. These are overlaid by a thick series of dolomites, referred to the Ladinian. The Upper Triassic here has developed in the "Carpathian Keuper" facies. It is made up of clastic continental deposits. The next sea transgression here did not occur before the Rhaetic.

In the Tatra area the Triassic of the Choč nappe (Guzik 1936) is characterised by the presence within the Anisian of Guttenstein

limestones, of nodular and platy dolomites within the Ladinian and of light dolomites intercalated by shales within the Upper Triassic. The Upper Triassic is sedimentarily connected with the Rhaetic. South of the Lower Tatra (Koutek 1933) the Choč Werfenian with melaphyres has been encontered, and recently a rich ammonite fauna in the Anisian (Andrusov & Kováčik 1955) has been described. Thus we may here observe the complete marine series of the whole Triassic. It should be stressed that it is just in respect to rocks of the Choč nappe that East-Alpine analogies are used, particularly so in Slovakia: Klaus limestones, Guttenstein limestones and Wetterstein dolomites and limestones, Lunz beds, Hauptdolomit, Dachstein dolomites, et caetera. Within the Gemerides we have the complete series of the marine Triassic, with a sea transgression during the Seis (numerous lamellibranchs and even ammonites), and with traces of terrigenic sediments during the Carnian — Lunz beds — (Balogh 1948, a, b, 1950, 1952, 1953; Balogh & Panto 1952; Mahel 1956 a). A volcanic phase occurred here during the Anisian. Very thorough research work has lately been done in respect to the Gemerides (Juho-Slovensky Kras, Slovensky Raj, Silicka Planina, Slovenske Rudohorie and Bück Mts). On the copious fossil material collected there it has been possible to determine the exact stratigraphy of those areas.

It may be inferred from the above statements that facial conditions prevailing in the described series suggest gradual southward deepening of the sea and increasing number of ammonites in the same direction (upper subtatric nappes, and the Gemerides). This appears to be the general pattern here. Some deviations from or even negations of this rule, however, occur.

The high-tatric Triassic from the Szeroka Jaworzyńska Massif and from the SE part of Rzędy pod Ciemniakiem displays facial development (dolomites, shales and limestones with brachiopods) which suggests close resemblance to the Choč Triassic. On the basis of the commonly accepted facial pattern, carbonate deposits are more probable in the Campilian of the sub-tatric than in that of the high-tatric series, while the occurrence of continental deposits is more likely in the Keuper of the high-tatric than of the sub-tatric series.

The present inadequate knowledge on the sub-tatric Triassic of the Tatra Mauntains, particularly so in the lower sub-tatric nappe, does not permit closer correlations with the high-tatric Triassic. The writer's preliminary observations (Kotański 1958) have, however, led to certain conclusions.

Investigations in the Tatry Bielskie Range have shown that the Triassic of the Hawrań digitation (Sokołowski 1948) strongly resembles the high-tatric Triassic. The following stages have been here distinguished: the Campilian made up of cavernous limestones and dolomites; the Anisian beginning with a basal breccia overlaid by a thick series of detritic dolomites and saccharoid limestones with intercalations of vermicular limestones and crinoidal limestones containing *Dadocrinus*; the Ladinian consisting of dolomites with *Encrinus* at the bottom and of platy dolomites at the top; the Upper Triassic developed in a normal sub-triassic facies.

Myophoria beds, developed similarly to those in the high-tatric series and in the Bielskie Tatry Range, have been distinguished in the sub-tatric series south of Zakopane, in many points of the Suchy Wierch digitation (Jowarzynka Valley, area N of Wrótka, Żleb (gully) Warzęcha). The Anisian basal breccia, here an equally important index horizon as in the high-tatric series, has been also encountered frequently in the sub-tatric series.

It is not out of the question that the Campilian will also be discovered in the Krokiew digitation where none of the Lower Triassic stages have thus far been reported. On Mt. Nosal the Anisian basal breccia has been encountered. It constitutes there the core of the secondary reversed fold which is known to rest directly on the Campilian Myophoria beds.

From the Jaworzynka Valley the writer has collected several Limanowski's classical specimens of *Myophoria costata*. They were recovered from brown sandstones. The so called Myophoria beds, discovered by the present writer, occur considerably higher up. Hence, it may be inferred that within the sub-tatric series the Campilian age is assignable not only to the Myophoria beds distinguished in the high-tatric series, but likewise, to the uppermost part of the sandstone-quartzite series with Limanowski's Myophoria fauna. In this connection one would suppose the possibility of finding *Myophoria costata* also in the high-tatric sandstone-shales beds, so far referred to the upper Seis. On this evidence the lower boundary of the Campilian would be shifted considerably farther down.

In many places of the sub-tatric series (Mały and Wielki Kopieniec, Nosal, area N of Wrótka, Mała Świnica, Grzybowiec, Jaworzynka Valley), vermicular limestones, referable to the Anisian, have been found showing that they are far more common within the sub-tatric series than has heretofore been supposed.

The indubitable conclusion here is that the sub-tatric Werfenian and Anisian closely resemble the high-tatric Triassic. In the Ladinian and the Upper Triassic the differences are notably greater. A striking

feature is the presence of Myophoria beds in the Campilian with horizons of intraformational breccias. Anisian basal breccia; also grey saccharoid dolomites and limestones, vermicular and crinoidal limestones (with *Dadocrinus)* in the Hydasp.

These analogies doubtlessly indicate sedimentary connections between the sub-tatric and high-tatric sedimentation basins of the Tatra Mts. They confirm the suggestions of K. Guzik and M. Mahel expressed during a discussion with the present writer. M. Mahel then postulated connections between the high-tatric and sub-tatric sedimentary series of the several sedimentary mantles of the Inner Carpathian crystalline cores. It is quite possible that the roots of the lower sub-tatric nappe in the Tatra Mts. do not occur within the massif of Vepor on the Hron, but somewhere between the High and the Lower Tatras. During the Upper Triassic, the Jurassic and the Cretaceous, these basins were not connected, although traces of such connections may occur (M. Mahel) in the gresten Liassic facies of both series. Mahel's suppositions that the sub-tatric sedimentation basin lay north of the Tatra Mts. is tectonically inadmissible. The sub-tatric nappes of the Tatra Mts. had surely been overthrust from the south (Goetel and Sokołowski 1929).

Should these hypotheses be confirmed, it must, nevertheless, be held in mind that the palaeographic conditions in the Inner Carpathians were far more intricate than it has been heretofore believed.

Analogies with the Alpine Triassic are noteworthy. Some of the most pronounced resemblances are noted with the Triassic of the Briançonnais series (Blanchet 1934, Gignoux 1932, 1956, Gignoux and Moret 1938, Passendorfer 1938). In both, the Tatra and the Briançonnais series the most characteristic deposits are vermicular limestones occurring in the lower portion of the Middle Triassic. Breccias, probably intraformational, are very numerous within the Briançonnais series. Stratigraphic gaps on the boundary between the Jurassic and the Triassic, as well as the associated local unconformities and the direct contact of the Dogger and the Middle Triassic resemble relations in the Czerwone Wierchy and Giewont series (Debelmas & Lemoine 1957).

Vermicular limestones are likewise known from the pre-Alpine Triassic (Jeannet and Rabowski 1912).

Should we, on this basis, attempt a correlation of the Tatra Mts. with one of the Alpine series, we should certainly choose the Pennine series, to which the Briançonnais series belongs. The presence in the pre-Alps of vermicular limestones does not bar this theory since, recently, (Gignoux 1956) the roots of the pre-Alpine series are placed between the Ultra-Helvetian and the Pennine series. M. Książkiewicz (1953) compared

the high-tatric series with the Grisonides, probably on analogies with the pre-Alpine series which were regarded as Grisonic nappes.

The Flysch Carpathians would, in agreement with the general opinion (Książkiewicz 1953), correspond to the Helvetian zone. In that zone the Triassic is known to be strongly reduced showing some stratigraphic gaps. The same inferences were suggested by M. Książkiewicz (1956) on an analysis of the Bachowice exotics. This situation has probably been caused by the presence of the eastern end of the Vindelitic Range, situated within the Helvetian zone.

The high-tatric Triassic displays strong analogies with the Upper Silesian Triassic (Siedlecki 1949). Vermicular limestones are the equivalent of the Wellenkalk in the Gogolin beds. The analogies between these areas must have been close, as is indicated by the presence of *Dadocrinus grundeyi* (Lefeld 1957) recorded from Upper Silesia and the Tatra Mts. only.

Laboratory of Dynamic Geology
at the Warsaw University
Warszawa, October, 1958

LIST OF REFERENCES

ANDRUSOV D. 1960. Tectonická stavba masivu Širokej, Vysoké Tatry (Structure tectonique du massif de la Široka). — Geol. Sborn., roč. I, čis. 1. Bratislava.

ANDRUSOV D. & KOVÁČIK J. 1955. Skameneliny karpatských druhohôr. Časť II. Hlavonożce triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. — Geol. Sborn., IV/3-4. Bratislava.

ARTHABER G. 1908. Trias. Lethaea geognostica. Tl. II, Bd. 1. Stuttgart.

BLANCHET E 1934. Étude géologique des Montagnes d'Escreins (Haut-Alpes et Basses-Alpes). Grenoble.

BORZA R. 1958. Triasove a liasove kremenie Belanskych Tater (Die triadischen und liassischen quartzite des Gebirges Belanské Tatry). — Geol. Sborn., roč. IX, čis. 1. Bratislava.

CROSSAN Mc R. G. 1958. Sedimentary "boudinage" structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta. — J. Sedim. Petrol., vol. 28, no. 3.

DEBELMAS J. & LEMOINE M. 1957. Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haut au S de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnais. — Bull. Soc. Géol. France, v. VII, f. 4-5.

DUNBAR C. D. & RODGERS J. 1957. Principles of stratigraphy. New York.

GIGNOUX M. 1932. Géologie stratigraphique. Paris.

— 1956. Geologia stratygraficzna. Warszawa.

GIGNOUX M. & MORET L. 1938. Description géologique du Bassin Superieur de la Durance. Grenoble.

GŁAZEK J. 1959. Budowa geologiczna Koszystej w Tatrach (Geology of the Koszysta Massif, High Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. IX/. Warszawa.

GOETEL W. 1916. Die Rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. — Bull. Acad. Sci. Cracovie, Ser. A. Kraków.

GUZIK K. 1936. O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und in Chocz Gebirge). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. XII. Kraków.

HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (Sur le Lias et le Dogger haut-tatriques de la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

JEANNET A. & RABOWSKI F. 1912. Le trias du bord radical de Prealpes medianes entre le Rhône et l'Aar. — Ecl. Geol. Helv., vol. XI, no. 6.

KOTAŃSKI Z. 1955a. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning high-tatric Triassic in the Tatra Mts.). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, nr 1. Kraków.

— 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. V/3. Warszawa.

— 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VI/1.

— 1956b. Zlepieńce z Chudej Turni i ich znaczenie dla paleogeografii i sedymentacji triasu tatrzańskiego (Chuda Turnia conglomerates and their meaning for the palaeogeography and sedimentation of the tatric Triassic). — Przegląd Geol. nr 3. Warszawa.

— 1956c. O triasie wierchowym w Tatrach (On the high-tatric Triassic in the Tatra Mts.). — Ibidem, nr 7.

— 1956d. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (On the stratigraphy and palaeogeography of the high-tatric Keuper in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VI/3. Warszawa.

— 1958. Stratigraphical and palaeogeographical position of the sub-tatric Triassic in the Bielskie Tatry Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. VIII, No 8. Warszawa.

— 1959. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphic sections of the high-tatric series in the Polish Tatry Mts.). — Biul.I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.

KOUTEK J. 1930. Geologicka studie na severozápadé Nizkych Tatier. — Sborn. Stat. Geol. Úst., sv. IX.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1953. Jednostki strukturalne łuku karpackiego. — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 2. Kraków.

— 1956. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, z. 2-3. Kraków.

KUŹNIAR CZ. 1913. Skały osadowe tatrzańskie. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. XIII, z. 3. Kraków.

LEFELD J. 1956. Stanowisko liliowców z rodzaju Dadocrinus w triasie wierchowym Tatr (New locality of the genus Dadocrinus in the high-tatric Triassic). — Przegląd Geol. nr 6. Warszawa.

— 1957. Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury (Geological structure of Zawrat Kasprowy and Kopa Magury in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VII/3. Warszawa.

— 1953. Dadocrinus grundeyi Langenhan (Crinoidea) z triasu wierchowego Tatr (Dadocrinus grundeyi Langenhan (Crinoidea) from the high-tatric Middle Triassic in the Tatra Mountains, Poland). — Acta Palaeont. Pol., vol. III/1. Warszawa.

LIMANOWSKI M. 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. — Kosmos, t. 26. Lwów.

— 1903. Perm i trias lądowy w Tatrach. — Pam. Pol. Tow. Tatrz. Kraków.

MAHEL M. 1956a. K stratygrafii Stratenskej Hornatiny. — Geol.Práce, z. 7.

— 1956b. Nove nalezy skamenelin vo verfenskych vrstvach na južnom svahu Nizkich Tatier.

PASSENDORFER E. 1934. Jak powstały Tatry. Lwów.

— 1938. (Uwaga w dyskusji na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w dniu 15 września 1939 r. w Briançon). — C.-R. Soc. Géol. France, vol. VIII, no. 5, p. 271-272. Paris.

— 1950. Materiały do geologii Tatr. 1. O zlepieńcu koperszadzkim (Matériaux pour la connaissance de la géologie des Tatras. 1. Sur le conglomérat de Koperszady). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.

— 1951. Trias tatrzański. — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 1. Kraków.

— 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek (Le conglomérat de Koperszady (Tatra Orientale) sa formation et son âge). Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.

RABOWSKI F. 1931. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry (Guide partial de l'excursion de la Société Géologique de Pologne). — Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VII. Kraków.

— 1954. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w 1938 r. (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra, exécutées en 1938). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

— 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-tatric series in the West Tatra Mts.). — Prace I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.

RACIBORSKI A. 1890. Flora retycka w Tatrach. — Rozpr. Akad. Um., t. 21. Kraków.

RADWAŃSKI A. 1959. Kontakt liasu z norykiem w Dolince Smytniej (Littoral structures (cliff, clastic dikes and veins, and borings of *Potamilla*) in the high-tatric series). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

RONIEWICZ P. 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego (Sedimentary characteristics of the high-tatric Seis). — Ibidem.

SANDER B. 1936. Beiträge zur Kenntniss der Anlagerungsgefüge (Rhytmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — Min. Petr. Mitt., Bd. 48.

SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. IV. Warszawa.

TURNAU-MORAWSKA M. 1947. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline mass). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska. Sec. B, vol. II. Lublin.

— 1954. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia (Tatric Keuper, its petrography and sedimentology). — Acta Geol. Pol., vol. III/1. Warszawa.

— 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen Beds in Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géól. Pol., t. XXIII. Kraków.

— 1957. Petrografia i geneza zlepieńca koperszadzkiego (Sur la pétrographie et la formation du conglomérat de Koperszady). — Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.

UHLIG V. 1897. Die Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-Naturw. Cl., .Bd. 44. Wien.

WÓJCIK Z. 1959. Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca (High-tatric series in the south side of Mt. Bobrowiec). — Acta Geol., Pol., vol. IX/2. Warszawa.

ZOUBEK V. 1930. Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. — Věst. Stat. Geol. Úst. ČSR. r. VI. Praha.

Z. KOTAŃSKI

STRATYGRAFIA, SEDYMENTOLOGIA I PALEOGEOGRAFIA TRIASU WIERCHOWEGO W TATRACH

STRESZCZENIE: Na podstawie badań litologiczno-stratygraficznych, popartych nowymi znaleziskami fauny, w triasie wierchowym zostały wyróżnione alpejskie piętra (seis, kampil, anizyk, ladyn, karnik, noryk i retyk). Zostały przedstawione warunki sedymentacyjne, zmienność facjalna i stosunki paleogeograficzne triasu wierchowego oraz jego stosunek do innych jednostek paleogeograficzno-strukturalnych.

Po dokonaniu przeglądu badań nad triasem wierchowym autor stwierdza, że dotychczas nie było jednolitości w ujmowaniu jego stratygrafii — stosowano nomenklaturę zaczerpniętą z facji alpejskiej i germańskiej triasu.

Badania autora umożliwiły wydzielenie wszystkich pięter triasu alpejskiego (tab. 1).

Trias dolny. — Składa się on z dwóch różniących się od siebie serii — klastycznej w dole (seis) i węglanowej w górze (kampil). Ostatnio zaczynają przeważać poglądy, że kwarcyty, piaskowce i łupki seisu są utworami rzecznymi osadzonymi w morzu i poddanymi działaniu czynników morskich. Utwory kampilu składają się z dwóch serii — zielonych łupków, szarych dolomitów i żółtych margli (tzw. dolomitów i wapieni komórkowych) w dole i warstw myophoriowych (żółte dolomity, czarne łupki i wapienie bitumiczne oraz brekcje śródwarstwowe) w górnej części. W warstwach myophoriowych zostały znalezione formy przewodnie *Myophoria costata* i *Naticella costata*.

Trias środkowy. — Anizyk zaczyna się tzw. brekcją podstawową składającą się z okruchów kampilu. Wyżej leży seria dolomitów i wapieni cukrowatych. Są to przekrystalizowane piaskowce dolomitowe pochodzące z rozkruszenia zdolomityzowanych uprzednio budowli glonów wapiennych. Wyżej leży seria naprzemianległych wapieni robaczkowych i żółtych płytowych dolomitów. Zostały w niej znalezione liliowce z gatunku *Dadocrinus grundeyi* (Lefeld 1956). W serii Giewontu i Czerwonych Wierchów

utworów ladynu nie ma, gdyż zostały one usunięte w czasie erozji w górnym triasie, liasie i w doggerze. Ladyńskie dolomity są zapewne tylko w serii Kominów Tylkowych.

Trias górny. — W górnym triasie doszło do maksymalnego zróżnicowania facjalnego w wierchowym basenie sedymentacyjnym. W karniku powstają przeważnie czerwone, litoralne utwory klastyczne, a miejscami miała miejsce silna erozja docierająca aż do dolnego triasu. W noryku nastąpiła nowa transgresja morska, lub zapanowały znów warunki sprzyjające sedymentacji węglanowej. Tworzą się wtedy żółte łupkowate dolomity z wkładkami wapieni z fauną brachiopodową. Można jednak znaleźć i takie profile, gdzie sedymentacja węglanowa trwała bez przerwy od środkowego triasu, lub przeciwnie — czerwone osady klastyczne tworzyły się podczas karniku i noryku.

W retyku w związku z tym w jednych miejscach tworzą się klastyczne osady jeziorno-lagunowe (warstwy tomanowskie), a w innych ma miejsce zalew morza (chochołowska facja retyku). Miejscami można zauważyć, że morze retyckie jest bezpośrednią kontynuacją transgresji noryckiej. Na granicy triasu i jury w serii wierchowej miały miejsce zróżnicowane aczkolwiek lokalne ruchy starokimeryjskie.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w październiku 1958 r.

З. КОТАНЬСКИ

СТРАТИГРАФИЯ, СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕРХНЕТАТРАНСКОГО ТРИАСА В ТАТРАХ

(Резюме)

После обзора исследований верхнетатранского (верхового) триаса, автор констатирует, что до настоящего времени не было единогласия в обработке его стратиграфии и применялась номенклатура, заимствованная из альпийской и германской фации триаса.

Исследования автора дали возможность выделения всех ярусов альпийского триаса (Таб. 1).

Нижний триас. Нижний триас состоит из двух разнящихся между собой серий: кластический внизу (сейс) и карбонатной вверху (кампиль). В последнее время начинают побеждать воззрения, что кварциты, песчаники и сланцы сейса являются речными отложения-

TABELA 1

ZESTAWIENIE STRATYGRAFII TRIASU WIERCHOWEGO

Pododdziały	Piętra	Seria Kominów Tylkowych: Dol. Spis-Michałowa	Seria Kominów Tylkowych: Czerwone Żlebki	Seria Kominów Tylkowych: Dol. Smytnia	Seria Kominów Tylkowych: Dol. Cicha – Jawor	Seria Kominów Tylkowych: Dol. Cicha – E część	Seria Kominów Tylkowych: Dol. Chochołowska – Przełęcz w Kulawcu	Seria Kominów Tylkowych: Dol. Chochołowska – Zbocze Bobrowca	Seria Czerwonych Wierchów: Okolica skrętu korzeniowego pod Ciemniakiem – NW Rzędy	Seria Czerwonych Wierchów: Okolica skrętu korzeniowego pod Ciemniakiem – SE Rzędy	Seria Czerwonych Wierchów: Skrzydło górne fałdu	Seria Giewontu
Trias górny	RETYK	—	— *warstwy tomanowskie:* naprzemianległe łupki czarne i brązowe z oolitowymi rudami żelaza oraz kwarcyty z florą	(istnieją dowody trangresji retyckiej w sąsiednich rejonach)	—	*warstwy tomanowskie:* naprzemianległe łupki czarne i brązowe zoolitowymi rudami żelaza oraz kwarcyty z florą	łupki czarne i wapienie z krynoidami, koralami, glonami wapiennymi oraz z mszywiołami		—	—		(Istnieją dowody trangresji retyckiej)
	NORYK	—	naprzemianległe zlepieńce, piaskowce oraz łupki czerwone i zielone dolomity seledynowe	żółto wietrzejące dolomity płytowe z krzemieniami oraz łupki dolomityczne i wapienie pasiaste	—		dolomity piaszczyste, żółte dolomity margliste, łupki, piaskowce i zlepieńce	— naprzemianległe czerwone łupki, piaskowce i zlepieńce	— dolomity płytowe i łupki dolomityczne, łupki czerwone piaskowce i zlepieńce dolomity i łupki	— dolomity i wapienie z fauną brachiopodową,	—	(istnieją ślady transgresji noryckiej)
	KARNIK	naprzemianległe warstwy dolomitów jasnych płytowych oraz łupków dolomitycznych żółtych, czarnych i różowych		naprzemianległe zlepieńce, piaskowce, łupki, dolomity i wapienie	—	—	—	—		naprzemianległe dolomity i łupki czerwone i czarne		
Trias środkowy	LADYN	naprzemianległe warstwy wapieni i dolomitów z wyraźną przewagą dolomitów fauna: *Encrinus* sp. przekrystalizowane struktury glonowe			—		—		naprzemianległe warstwy wapieni i dolomitów z przewagą dolomitów fauna: *Encrinus* sp.		—	—
	ANIZYK (wirgor) – ilyr, pelson	naprzemianległe warstwy: dolomity płytowe żółto wietrzejące oraz wapienie robaczkowe i krynoidowe z *Dadocrinus*				—	—		naprzemianległe warstwy: dolomity płytowe żółto wietrzejące oraz wapienie robaczkowe i krynoidowe z małżami i ślimakami oraz z *Dadocrinus grundeyi*			
	ANIZYK (wirgor) – hydasp	szare cukrowate wapienie; szare cukrowate dolomity; brekcja podstawowa							szare cukrowate wapienie; fauna: *Pecten discites, Gervillia mytiloides, Modiola triquetra*; szare cukrowate dolomity; brekcja podstawowa			
Trias dolny (scytyk = werfen)	KAMPIL	dolomity nadmyophoriowe; *warstwy myophoriowe:* naprzemianległe dolomity żółto wietrzejące, czarne wapienie bitumiczne, łupki czarne, czerwone i zielone oraz brekcje śródwarstwowe; fauna: *Myophoria costata* i *Naticella costata*; *seria tzw. wapieni i dolomitów komórkowych:* naprzemianległe łupki zielone i szare dolomity oraz margle popielate i żółte							dolomity nadmyophoriowe; *warstwy myophoriowe* naprzemianległe dolomity żółto wietrzejące, czarne wapienie bitumiczne, łupki czarne oraz brekcje śródwarstwowe			fauna: *Myophoria costata*
	SEIS	łupki czerwone i zielone z przewarstwieniami piaskowców wapnistych; czerwone kruche piaskowce i łupki; piaskowce kwarcytyczne i zlepieńce kwarcowe										

ТАБЕЛЬ 1

СОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕТАТРАНСКОГО ТРИАСА

Отдел	Ярус	Серия Тыльковых Коминов: [illegible] Михова Долина	Серия Тыльковых Коминов: Червоны Жлебки	Серия Тыльковых Коминов: [illegible] Долина	Серия Тыльковых Коминов: Тиха Долина (Язер; Вост. часть)	Серия Тыльковых Коминов: Хохоловска Долина, Перевал в Кулявце	Серия Тыльковых Коминов: Хохоловска Долина, Склон Бобровца	Серия Червоных Верхов: район корневого перегиба складки под Цемняком, С-З Женды	Серия Червоных Верхов: район корневого перегиба складки под Цемняком, Ю-В Женды	Серия Гевонта: верхнее крыло складки
Верхний триас	РЭТ		*томановские слои:* напеременлежащие черные и коричневые сланцы с оолитовыми железными рудами кварциты с флорой	(имеются данные о существовании рэтской трансгресии в смежных районах)	*томановские слои:* напеременлежащие черные и коричневые сланцы с оолитовыми железными рудами, кварциты с флорой	черные сланцы и известняки с криноидами и кораллами а также известковыми альгами и мшанками				(имеются данные о существовании рэтской трансгресии)
	НОР	напеременлежащие слои светлых плитчатых доломитов а также доломитических сланцев желтых черных и розовых		желто-выветривающие плитчатые доломиты с роговиками а также доломитические сланцы и ленточные известняки		доломиты с зернами кварца, желтые мергелистые доломиты, сланцы песчаники кионгломераты	напеременлежащие красные сланцы, песчаники и конгломераты	плитчатые доломиты и доломитические сланцы	доломиты и известняки с брахиоподовой фауной	(имеются данные о существовании норийской трансгресии)
	КАРН		напеременлежащие конгломераты, песчаники и сланцы красные и зеленые; зеленковатые доломиты	напеременлежащие конгломераты, песчаники, сланцы, доломиты, и известняки				красные сланцы песчаники и конгломераты	напеременлежащие доломиты и красные и черные сланцы	
Средний триас	ЛАДИН	напеременлежащие слои известняков и доломитов с очевидным преобладанием доломитов; фауна: *Encrinus* sp., перекристаллизованные альговые структуры						напеременлежащие слои известняков и доломитов с преобладанием доломитов; фауна: *Encrinus* sp.		
	АНИЗ (сл. [illegible]) — иллир, пелсон	напеременлежащие слои: плитчатые желтовыветривающие доломиты а также червячковые и криноидные известняки с *Dadocrinus*						напеременлежащие слои: плитчатые, желтовыветривающие доломиты а также червячковые и криноидные известняки с пластинчатожаберными и брюхоногими моллюсками и с *Dadocrinus grundeyi*		
	АНИЗ — гидасп	серые сахаровидные известняки; серые сахаровидные доломиты; базальная брекчия						серые сахаровидные известняки; фауна: *Pecten discites, Gervillia mytiloides, Modiola triquetra*; серые сахаровидные доломиты; базальная брекчия		
Нижний триас (скиф — верфен)	КАМПИЛ	надмыофориевые доломиты; *мыофориевые слои:* напеременлежащие желтовыветривающие доломиты, черные битуминозные известняки, черные, красные и зеленые сланцы, а также интраформационные брекчии; фауна: *Myophoria costata* и *Naticella costata*						надмыофориевые доломиты; *мыофориевые слои:* напеременлежащие желтовыветривающие доломиты, черные битуминозные известняки и сланцы а также интраформационные брекчии		фауна: *Myophoria costata*
		комплекс т. н. кавернозных известняков и доломитов: напеременлежащие зеленые сланцы и серые доломиты, а также пепельные и желтые мергели								
	СЕИС	красные и зеленые сланцы содержащие интеркаляции известковых песчаников; красные песчаники и сланцы; кварцитовые песчаники и кварцевые конгломераты								

ми, осажденными в море и подверженными воздействию морских факторов. Отложения кампиля состоят из двух серий — зеленых сланцев, серых доломитов и желтых мергелей (так назыв. кавернозных доломитов и известняков) внизу, а также из миофориевых слоев (желтые доломиты, черные сланцы и битуминозные известняки, а также интраформационные брекчии) в верхней части. В миофориевых слоях были найдены руководящие формы *Myophoria costata* и *Naticella costata*.

Средний триас. Анизийский ярус начинается так назыв. базальной брекчией, состоящей из обломков кампильских осадков. Выше лежит серия доломитов и сахаровидных известняков. Это давние перекристаллизованные доломитовые песчаники, происходящие из раздробления доломитизированных предварительно структур известковых водорослей. Выше лежит серия попеременно лежащих червячковых известняков и желтых плитчатых доломитов. В ней были найдены криноиды из вида *Dadocrinus grundeyi* (Lefeld 1956). В серии Гевонта и Червоных Верхов образований ладина не встречается, так как они были удалены во время эрозии в верхнем триасе, лейасе и в доггере. Ладинские доломиты встречаются только в серии Коминов Тыльковых.

Верхний триас. В верхнем триасе дошло до максимальной фациальной дифференциации в верхнетатранском седиментационном бассейне. В карнийское время образуются преимущественно красные, литоральные, кластические образования, а местами произошла сильная эрозия, доходящая даже до нижнего триаса. В норийском ярусе наступила новая морская трансгрессия или же создались опять условия, благоприятствующие карбонатной седиментации. В то время образуются желтые, сланцеватые доломиты с известняковыми перeслойками с брахиоподовой фауной. Можно, однако,`найти и такие профили, в которых карбонатная седиментация продолжалась без перерыва от среднего триаса или же наоборот — красные, кластические отложения образовались в норийском и карнийском ярусах.

В *рэте*, в связи с этим, в одних местах образуются кластические озерно-лагуновые отложения (томановские слои), н в других имеет место морская ингрессия (хохоловская фация рэта). В некоторых местах можно заметить, что рэтское море является непосредственной континуацией норийской трансгрессии. На границе триаса и юры в верхнетатранской серии имели место дифференцированные, хотя локальные древне-кимерийские движения.

MARIA TURNAU-MORAWSKA i MARIA LINDNER

Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego

STRESZCZENIE: Półmetrowa warstwa mułowców z glaukonitem, występująca w kamieniołomie „Pod Capkami" powyżej wapieni numulitowych eocenu środkowego a w dolnej części warstw florowych, została zanalizowana pod kątem widzenia składu mineralnego i struktury. Z pięciocentymetrowej warstewki, w której glaukonit nagromadził się w ilości ponad 20%, minerał ten został w toku analiz wyodrębniony, oznaczono jego skład chemiczny, własności fizyczne oraz jego stanowisko w klasyfikacji różnych typów glaukonitów. Na podstawie uzyskanych wyników analiz, autorki wyrażają pogląd dotyczący warunków środowiska sedymentacji, w którym utworzyły się mułowce glaukonitowe badanej serii eocenu tatrzańskiego.

WSTĘP

Warstwa glaukonitowa, określana w dotychczasowej literaturze geologicznej, dotyczącej eocenu Tatr jako piaskowiec glaukonitowy, stanowi według E. Passendorfera (który podał pierwszy o niej wzmiankę — 1950) wkładkę w grubym kompleksie wapieni numulitowych, leżących w kamieniołomie „Pod Capkami" powyżej drobnoziarnistych zlepieńców wapienno-dolomitowych eocenu środkowego. Kompleks ten jest według wymienionego autora przykryty żółtymi piaskowcami, w których stropie pojawiają się zlepieńce o średnicy otoczaków około 2-3 cm. Warstwa ta w profilu S. Sokołowskiego (1959) miałaby swoje miejsce u podstawy warstw florowych, leżących na wapieniach numulitowych, a przykrytych warstwą wapieni organodetrytycznych ze zlepieńcem i następnie pokładem zlepieńca-brekcji, nieznanej grubości.

W sierpniu r. 1957 zebrany został przez Marię Lindner materiał skalny z warstwy glaukonitowej kamieniołomu „Pod Capkami" dla celów analizy glaukonitu. Wyniki analizy chemicznej i oznaczenia własności fizycznych tego minerału zostały przedstawione w maszynopisie pracy magisterskiej wymienionej autorki pt. „Glaukonit z mułowca eocenu tatrzańskiego" (1957). Szczegółową analizę petrograficzną warstwy glaukonitowej oraz utworów z jej spągu i stropu przeprowadziła M. Turnau-Morawska. Niektóre próbki wykorzystane w analizie, a zwłaszcza próbki

skał ze spągu i stropu warstwy glaukonitowej zostały nam dostarczone przez dr. Z. Kotańskiego, za co mu uprzejmie dziękujemy. Dziękujemy również p. Józefie Bułhak za wykonanie w pracowni fotograficznej Muzeum Ziemi fotografii szlifów mikroskopowych wapieni numulitowych ze spągu warstwy glaukonitowej.

CHARAKTER PETROGRAFICZNY WARSTWY GLAUKONITOWEJ

Wapienie numulitowe ze spągu warstwy glaukonitowej

Wapień numulitowy ze spągu warstwy glaukonitowej ma w dolnej części teksturę bezładną, przechodzącą stopniowo w teksturę równoległą zaznaczoną ułożeniem dłuższych osi okruchów numulitów.

W okazie o teksturze bezładnej widać makroskopowo ciemnoszare okruchy numulitów w masie brunatno-szarej, miejscami szaro-białej z wyróżniającymi się tu i owdzie kryształkami kalcytu. Wielkość okruchów numulitów dochodzi do 1,5 cm średnicy.

Pod mikroskopem widać, że jest to skała o charakterze organo-detrytycznym z węglanowo-kwarcowym detrytycznym tłem skalnym, w którym tkwią dość liczne ziarna glaukonitu (pl. IX, fig. 1). Tu i owdzie widoczne są też gniazda pirytu. Detrytus organiczny składa się w przeważającej masie z numulitów, a niektóre okruchy przypominają postaci glonów wapiennych opisane przez J. Małeckiego (1955). Liczne są też drobne otwornice, często wypełnione pirytem, a miejscami glaukonitem. Glaukonit występuje w ziarnach o bardzo urozmaiconej morfologii, na ogół jednak ziarna te mają charakter utworów przemieszczonych z pierwotnego środowiska, w którym powstały, w środowisko bardziej utleniające. Przeważają ziarna o kształtach owalnych lub kanciastych, barwy oliwkowej w centrum, zlimonityzowane na obwódkach. Rzadko obserwować można świeży, bladozielony glaukonit o kształtach owalnych, okrągłych lub kanciastych, czasem o charakterze wyraźnych pseudomorfoz po otwornicach. Wielkość ziarn glaukonitu waha się w granicach 0,06-0,2 mm średnicy. W ziarnach niezlimonityzowanych widoczne są drobne kryształki automorficznego pirytu, koncentrujące się często w zewnętrznych strefach glaukonitu.

Węglany należące głównie do kalcytu, a w podrzędnej ilości przypuszczalnie do dolomitu, mają przeważnie charakter zespołów okruchowych, tu i owdzie tylko zrekrystalizowanych. Stowarzyszone są z okruchami ostrokrawędzistego kwarcu o średnicy 0,05-0,1 mm i okruchami skał krzemionkowych zbudowanych z drobnokrystalicznego kwarcu lub chalcedonu.

Podrzędną rolę w składzie skały odgrywają zespoły jasnobrunatnych, nisko dwójłomnych fosforanów, niekiedy o kształtach zębów ryb.

Wapień numulitowy o teksturze równoległej, przechodzący stopniowo w warstwę glaukonitową, ma podobny wygląd makroskopowy do poprzednio opisanego z tą różnicą, że w brunatno-szarym tle detrytycznym okruchy numulitów barwy ciemnoszarej ułożone są przeważnie równolegle swymi dłuższymi osiami do powierzchni warstwy.

Pod mikroskopem odczytać można wyraźnie rytmiczny charakter sedymentacji zobrazowany naprzemianległym układaniem się okruchów numulitów i mineralnej masy detrytycznej zawierającej glaukonit (pl. IX, fig. 2), częściowo być może autochtoniczny, oraz piryt miejscami nieznacznie zlimonityzowany. Okruchy zbudowane z dwójłomnych lub izotropowych fosforanów mają charakter okruchów organizmów, a niektóre należą, być może, do fosforanowych części skorupek ramienionogów. W szlifie mikroskopowym widać, że wapień przechodzi ku stropowi warstewki w mułowiec glaukonitowy, zawierający nieliczne tylko okruchy numulitów. Ziarna glaukonitu stają się też większe w miarę jak obserwujemy warstewkę opisanego wapienia od spągu do stropu, ich maksymalna średnica dochodzi do 0,25 mm. Są one barwy jasnozielonej, często o zarysach doskonale okrągłych lub owalnych, niekiedy mają charakter wyraźnych pseudomorfoz po drobnych otwornicach; rzadsze są ziarna wydłużone, blaszkowate lub kanciaste.

Mułowce glaukonitowe

Warstewka mułowca, w której glaukonit jest makroskopowo dobrze widoczny, i jego zawartość dochodzi do 20% i więcej, ma grubość tylko ok. 5-6 cm. Warstewka ta stanowi wkładkę w serii o grubości 0.5 m, w której zawartość glaukonitu przekracza jeszcze 3%. Z tej serii wzięto dla celów analizy mineralogiczno-petrograficznej 10 próbek, pobranych od spągu do stropu serii (I-X).

Zmienność składu mineralnego w obrębie warstwy glaukonitowej od spągu do stropu oznaczona drogą mikroskopowej analizy planimetrycznej jest przedstawiona w tabeli 1.

Z tabeli 1 odczytać można następujące fakty:

Od dołu procent glaukonitu szybko wzrasta, we właściwej warstewce glaukonitowej zawartość jego dochodzi do 25%, a następnie szybko się zmniejsza, spadając w stropie serii glaukonitowej do 3%.

Węglany, wśród których przeważa kalcyt obok dolomitu występującego niekiedy w postaci drobnych otoczaków skał, dały się w dolnej, bogatszej w glaukonit warstewce uchwycić ilościowo w stanie czystym. Natomiast w wyższych warstewkach, osadzonych przy udziale substancji

Tabela (Chart) 1

Skład mineralny mułowców glaukonitowych z eocenu tatrzańskiego
(kamieniołom „Pod Capkami")
w %% objętościowych

Mineral composition of the glauconitic siltstones from the Eocene of Tatra
volumetric procentage

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Węglany (carbonates)	69.8	63.1	60.7	17.3	26.9	33.3	36.0	41.1	35.8	40.7
Agregat ilasto-węglanowy (argillaceous-carbonate assemblage)				54.5	44.3	50.4	35.8	31.1	37.8	37.5
Glaukonit (glauconite)	15.3	19.2	25.5	15.9	16.1	9.7	11.4	5.8	7.5	3.3
Kwarc (quartz)	10.2	13.0	10.2	9.3	10.3	4.7	14.0	19.0	16.8	16.0
Piryt (pyrite)	3.9	3.2	2.7							
Fosforany (phosphates)	0.8	1.5	0.9							
Siarczki i wodorotlenki żelaza (sulphides and hydrated iron oxides)				3.0	2.4	1.9	2.8	3.0	2.1	2.5
Przeciętna średnica materiału okruchowego w *mm* (mean size of the detrital material)	0.055	0.06	0.08	0.075	0.06	0.055	0.055	0.050	0.045	0.035
Przeciętna średnica ziarn glaukonitu w *mm* (mean size of glauconite grains)	0.1	0.11	0.14	0.1	0.09	0.06	0.1	0.1	0.11	0.08
Maksymalna średnica ziarn glaukonitu w *mm* (maximal diameter of glauconite)	0.5	0.3	0.3	0.3	0.24	0.12	0.2	0.22	0.14	0.12

ilastych, węglany występują zarówno w postaci okruchów, jak również w drobnoziarnistych zespołach razem z minerałami ilastymi.

Zawartość kwarcu waha się początkowo w niewielkich granicach, zmniejsza się w środkowej, drobnoziarnistej warstewce, natomiast bliżej stropu serii zaznacza się tendencja do wzrostu procentu kwarcu wraz ze zmniejszaniem się procentu glaukonitu.

Piryt został oddzielnie oznaczony tylko w dolnych warstewkach, gdyż bliżej stropu jest częściowo zlimonityzowany i zawartość jego obliczono wraz z zawartością limonitu.

Brak fosforanów począwszy od próbki IV może być pozorny, gdyż nie jest łatwe ich mikroskopowe wyróżnienie wśród agregatów węglanowo-ilastych.

Przeciętna średnica materiału okruchowego (węglanów detrytycznych i kwarcu) początkowo wzrasta, osiągając maksimum w warstewce silnie wzbogaconej w glaukonit, a następnie zaznacza się wyraźna tendencja do zmniejszania się ziarna ku stropowi serii.

Wielkość ziarn glaukonitu waha się w niewielkich granicach, zaznacza się jednak tendencja do zmniejszania się ich rozmiarów ku stropowi serii. Wyrazem tego jest zwłaszcza zmniejszanie się maksymalnej średnicy ziarn glaukonitu, który pojawia się w ziarnach największych tam, gdzie procent jego jest najwyższy.

Z oznaczenia przeciętnej średnicy ziarn materiału okruchowego wynika usprawiedliwienie użytego w tej pracy terminu „mułowce glaukonitowe", jeśli się przyjmie taką klasyfikację skał okruchowych, w której do mułowców zalicza się skały o przeciętnej średnicy 0,1-0,01 mm.

Zależność zawartości glaukonitu od procentu kwarcu i od przeciętnej średnicy materiału okruchowego przedstawiona jest na wykresach (fig. 1 i 2).

Dla bliższej charakterystyki składników mineralnych badanych mułowców glaukonitowych podany jest oddzielny opis warstewek z przewagą autochtonicznego glaukonitu (próbki I, II i III) i warstewek bliższych stropu, w których przeważa glaukonit allochtoniczny, napływowy (próbki od IV do X).

Charakter petrograficzny warstewki z przewagą autochtonicznego glaukonitu

Przy obserwacji okiem nieuzbrojonym zaznacza się w tej warstewce stopniowe przejście od tekstury drobnołupkowej (w kierunku od spągu do stropu) do prawie masywnej, a barwa zmienia się od żółtawo-szarej do ciemnoszarej (na sucho) i od żółtozielonej do ciemnooliwkowo-zielonej (na mokro).

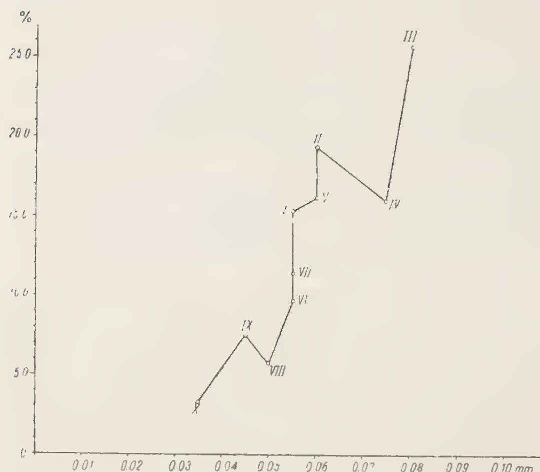


Fig. 1

Zależność zawartości glaukonitu (oś rzędnych) od przeciętnej średnicy materiału okruchowego (oś odciętych) w mułowcach glaukonitowych. *I-X* numery próbek

Amount of glauconite (ordinate) as function of the mean diameter of the detrital components (abscissa) in the glauconitic siltstone. *I-X* numbers of samples

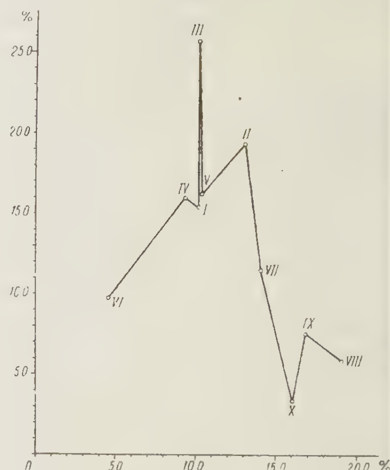


Fig. 2

Zależność zawartości glaukonitu (oś rzędnych) od zawartości kwarcu (oś odciętych) w mułowcach glaukonitowych *I-X* numery próbek

Amount of glauconite (ordinate) as function of the quartz percent (abscissa) in the glauconitic siltstone. *I-X* numbers of samples

W mikroskopie polaryzacyjnym natomiast, zarówno w częściach łupkowatych jak i masywnych, widać subtelną rytmikę w rozmieszczeniu stref bogatszych i uboższych w glaukonit. Tekstura równoległa zaznaczona równoległym ułożeniem dłuższych osi składników mineralnych i organogenicznych zanika jednak stopniowo ku stropowi właściwej warstewki glaukonitowej.

Węglany obliczone łącznie występują w opisanej warstewce w postaci pojedynczych kryształów, okruchów skał, okruchów numulitów i drobnych otwornic, czasem przypuszczalnie okruchów glonów wapiennych oraz zbitego spoiwa. W większych okruchach skał dochodzących do 0,5 mm średnicy rozpoznać można często otoczaki dolomitów. Również ziarna kalcytu mają przeważnie charakter detrytyczny, miejscami jednak ich zespoły są zrekrystalizowane i pozazębiane.

Glaukonit występuje głównie w postaci ziarn blado zabarwionych jasnoniebiesko-zielonych, rzadziej żółtozielonych, często przetkanych pirytem, tworzącym na granicy ziarna glaukonitu i węglanowego spoiwa do-

brze wykształcone kryształki (pl. X, fig. 1). Kształty ziarn glaukonitu są przeważnie elipsoidalne lub nieregularne, rzadko prawie dokładnie kuliste. Zdarzają się też ziarna ostrokrawędziste. Wśród ziarn o kształtach nieregularnych dość często można zaobserwować wyraźne pseudomorfozy po otwornicach (pl. X, fig. 2). Rysunek otwornicy jest podkreślony ułożeniem szeregów kryształków pirytu, co zaznacza się w obrazie mikroskopowym bez analizatora. Również i przy skrzyżowanych nikolach odczytać można często pierwotną kalcytową strukturę szczątka otwornicy. Agregaty drobnych blaszek, z których zbudowane jest ziarno glaukonitu tworzą koncentryczną warstwę na obwodzie ziarna i przechodzą stopniowo ku środkowi w bezładny agregat, w którego centrum znajduje się sferolit glaukonitu lub też kilka sferolitów mniej więcej symetrycznie rozmieszczonych. Podobną budowę zawierają niezglaukonityzowane szczątki otwornic zbudowane z włóknistego kalcytu. W niektórych wydłużonych ziarnach glaukonitu blaszki są ułożone równolegle; te ziarna należą być może do zglaukonityzowanych agregatów ilastych lub zglaukonityzowanych łyszczyków.

Ziarna kwarcu są przeważnie ostrokrawędziste. Ich wielkość waha się od 0,02-0,1 mm średnicy i rzadko dochodzi do 0,16 mm średnicy. Towarzyszą mu obtoczone okruchy skrytokrystalicznych rogowców lub chalcedonitów.

Siarczki żelaza występują najczęściej w postaci drobnych automorficznych ziarn pirytu. Bliżej nie oznaczalne są siarczki kłaczkowate i gruzełkowate, czasem nieznacznie zlimonityzowane. Zdarzają się formy wydłużone wypełnione siarczkami, a kształt ich przypomina szczątki roślinne.

Fosforany wapnia są zwykle izotropowe i mają kształty zębów ryb lub szczątków skorupek ramienionogów. W niektórych agregatach blaszkowatych o formach konkrecyjnych blaszki wykazują słabą dwójłomność.

Akcesorycznie pojawiają się blaszki bezbarwnej miki i brunatnego lub oliwkowego turmalinu. Nie zauważono natomiast skaleni w opisanej warstewce z autochtonicznym glaukonitem.

Charakter petrograficzny warstewek z przewagą glaukonitu napływowego

W tej części warstwy glaukonitowej przeważnie już makroskopowo zaznacza się wyraźna tekstura równoległa. Barwa mułowców jest żółtawo-szara, na mokro przybiera odcień zielonkawy, znacznie mniej intensywny niż w warstwie poprzednio opisanej.

Pod mikroskopem widać wyraźnie rytmicznie naprzemianległe rozmieszczenie grubszych ziarn węglanów, kwarcu, glaukonitu oraz brunatno-szarych drobnoziarnistych agregatów zbudowanych z węglanów, mi-

nerałów ilastych, wodorotlenków żelaza i być może pelitu kwarcowego. Węglany należą do kalcytu, rzadziej dolomitu i mają głównie charakter okruchowy. Brak tu jest większych otoczaków dolomitowych spotykanych w warstewce bogatej w glaukonit. Rzadkie są okruchy numulitów i stają się one coraz rzadsze w kierunku stropu warstwy. Również rzadkie są drobne otwornice.

Minerały ilaste są trudno rozpoznawalne ze względu na niejednorodność agregatów. W niektórych zespołach wyróżnić można blaszki miki białej lub illitu.

Ziarna glaukonitu o napływowym charakterze mają kształty postrzępione lub ostrokrawędziste, i często są na brzegach zlimonityzowane. Rzadsze są ziarna owalne lub amebowate o charakterze raczej autochtonicznym; charakter pseudomorfoz po otwornicach jest rzadko wyraźny. Zdarzają się ziarna wydłużone o równoległym ułożeniu blaszek, należące być może do zglaukonityzowanej substancji ilastej.

Ilość kwarcu w opisanych warstewkach początkowo się zmniejsza, jak również zmniejsza się przeciętna średnica ziarn; jest to spowodowane wzmożonym dopływem substancji ilastych. Później jednak (począwszy od próbki VIII) zaznacza się silny wzrost zawartości kwarcu. Są to przeważnie ziarna ostrokrawędziste. Charakterystyczne jest pojawienie się skaleni jako minerałów akcesorycznych, które stają się coraz liczniejsze ku stropowi serii. Są to zbliźniaczone albitowo plagioklazy, które w przybliżeniu (na podstawie współczynników załamania) określić można jako należące do albitu i oligoklazu.

Z minerałów ciężkich pojawiają się cyrkon i turmalin. Piryt jest w znacznej części zlimonityzowany. Stosunkowo licznie pojawiają się okruchy rogowców zbudowane ze skrytokrystalicznego kwarcu lub chalcedonu.

Warstewka przejściowa do bezglaukonitowych warstw florowych

W stropie warstwy z mniej lub więcej wyraźnie widocznym makroskopowo glaukonitem, ok. 60 cm od spągu warstwy glaukonitowej, występują łupki ilasto-mułkowe, szare z lekko żółtawym odcieniem, wyraźnie reagujące na kwas solny.

Pod mikroskopem widoczne są okruchy kalcytu i kwarcu o wymiarach średnicy poniżej 0,1 mm, scementowane brunatno-szarą substancją ilasto-węglanową, zawierającą domieszki wodorotlenków żelaza i przypuszczalnie substancji bitumicznych. Zawartość glaukonitu, który jest silnie zlimonityzowany i tworzy ziarna ostrokrawędziste lub nieregularne, spada poniżej 1%. Siarczki żelaza mniej lub więcej zlimonityzowane

tworzą najczęściej pałeczki wydłużone o zarysach szczątków roślin. Liczne są okruchy zbliźniaczonych plagioklazów, miki bezbarwnej i rogowców. Zawartość kwarcu wynosi co najmniej 10%. Szczątków numulitów nie dostrzega się, zdarzają się natomiast szczątki drobnych otwornic.

WŁASNOŚCI FIZYCZNE I SKŁAD CHEMICZNY GLAUKONITU Z WARSTWY GLAUKONITOWEJ EOCENU TATRZAŃSKIEGO

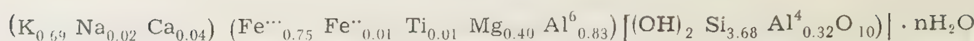
Dla celów analizy mineralogicznej glaukonit został wyodrębniony z warstewki najbogatszej w ten minerał (próbka III). Ponieważ wielkość ziarn glaukonitu w tej próbce waha się od 0,08 do 0,22 mm średnicy, do celów separacji tego minerału użyty został materiał mułkowy, który pozostał po odsianiu innych frakcji na sitach o wielkości oczek 0,075 mm i 0,2 mm. Z tego materiału glaukonit został wyodrębniony przy użyciu bromoformu o gęstości ok. 2,8. Po przemyciu i wysuszeniu frakcji ciężkiej, jej zanieczyszczenia zostały częściowo usunięte przy pomocy elektromagnesu. Ostatecznego oczyszczenia agregatu ziarn glaukonitu przeznaczonego do analizy dokonano przez ręczne wybieranie czystych ziarn igłą pod lupą binokularną. Preparat mikroskopowy wykonany z tak oczyszczonej próbki nie budził zastrzeżeń co do czystości, gdyż w polu widzenia ukazał się tylko ułamek procentu ziarn glaukonitu poprzerastanych kwarcem lub pirytem.

Gęstość badanego glaukonitu, oznaczona przy pomocy wagi hydrostatycznej, wynosi 2,28. Według danych K. Smulikowskiego (1954) gęstość glaukonitu waha się od 2,2-2,9. Glaukonit eocenu tatrzańskiego zbliża się więc gęstością do dolnej granicy gęstości tego minerału.

Współczynniki załamania światła oznaczone przy użyciu cieczy imersyjnej alfa-chloronaftalenu wahają się w granicach od 1,568 do 1,591. Wartości te są niższe od podawanych dla glaukonitu (Smulikowski op. cit.), a są tylko nieznacznie wyższe od danych podawanych dla folidoidu. Według tej cechy można by badany glaukonit zaliczyć do typu przejściowego między folidoidem i glaukonitem.

Niskie wartości dla gęstości i współczynników załamania badanego glaukonitu związane są ze stosunkowo niską zawartością żelaza. Wniosek ten nasuwał się już przy obserwacji bladozielonej barwy glaukonitu, a ściśle został potwierdzony wynikami analizy chemicznej.

Przeliczenie analizy chemicznej (tabela 2) według metody S. Hendricksa i C. Rossa (1941) dało następujący wzór krystalochemiczny dla badanego glaukonitu.



$$(K_{0.69}\ Na_{0.02}\ Ca_{0.04})\ (Fe^{\cdots}_{0.75}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0.01}\ Ti_{0.01}\ Mg_{0.40}\ Al^{6}_{0.83})\ [(OH)_2\ Si_{3.68}\ Al^{4}_{0.32}O_{10})]\cdot nH_2O$$

Tabela (Chart) 2

Skład chemiczny glaukonitu z eocenu tatrzańskiego
(Kamieniołom „Pod Capkami") %% wagowe
Chemical composition of the glauconite from the Eocene of Tatra
weight percentage

SiO_2	50.65
Al_2O_3	13.50
Fe_2O_3	13.85
FeO	0.53
MgO	3.48
CaO	0.82
K_2O	7.45
Na_2O	0.13
MnO	ślad (trace)
TiO_2	0.07
P_2O_5	0.23
S	0.30
H_2O —	3.30
H_2O +	6.10

W trójkącie koncentracyjnym Al_4Al_6R zastosowanym przez K. Smulikowskiego (1954), punkt projekcyjny odpowiadający składowi badanego glaukonitu eoceńskiego leży w polu glaukonitów glinowych bliższych naroża Al_6, czyli w polu glaukonitów o charakterze przejściowym do folidoidów.

Jak widać z figury 3, punkty projekcyjne pola glaukonitów glinowych odpowiadają glaukonitom ze skał bardzo różnego wieku, od współczesnych do wczesnopaleozoicznych. Wspólną cechą większości tych skał jest występowanie w wapieniach lub piaskowcach o spoiwie wapnistym. do których należy przypuszczalnie również piaskowiec jurajski z Ukrainy. Mułowiec glaukonitowy eocenu tatrzańskiego jest niewątpliwie skałą detrytyczną, ale także bogatą w węglan wapnia. Pewną zależność składu glaukonitu od składu skały, w której glaukonit się znajduje podkreśla K. Smulikowski (op. cit.) zaznaczając, że zależność ta nie jest prosta z powodu nakładania się wielu czynników.

CHARAKTER ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI MUŁOWCÓW GLAUKONITOWYCH EOCENU TATRZAŃSKIEGO

Nasze wnioski dotyczące warunków tworzenia się mułowców glaukonitowych opierają się jedynie na analizie skały i zawartego w niej glaukonitu z odsłonięcia w kamieniołomie „Pod Capkami". Próba charak-

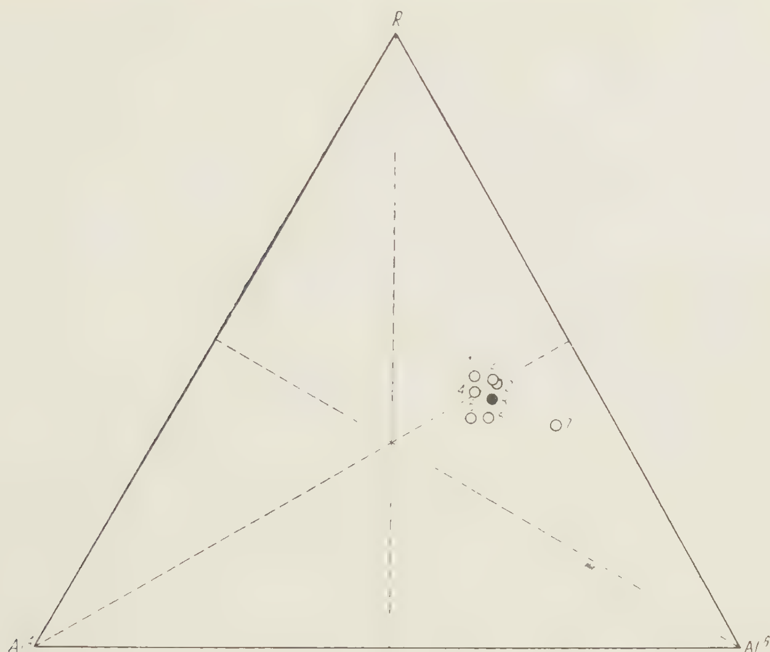


Fig. 3

Analizy glaukonitów glinowych w trójkącie koncentracyjnym Al^4 Al^6 R

Al^4 glin zastępujący krzem w warstwach tetraedrycznych, Al^6 glin w warstwie oktaedrycznej, R suma kationów międzywarstwowych. *1* glaukonit z wapienia ordowickiego, Estonia (an. Glinka), *2* glaukonit współczesny, Monterey Bay (an. Hanke), *3* glaukonit senoński, Szwecja (an. Sahlbom), *4* glaukonit z piasku sylurskiego, Estonia (an. Kupffer), *5* glaukonit z kredowego wapienia oolitowego, Szkocja, *6* glaukonit z piaskowca jurajskiego, Ukraina (an. Glinka), *7* glaukonit z dolnego ordowiku, Szwecja (an. Palmquist), *8* glaukonit z eocenu tatrzańskiego (an. Lindner)

Glauconite analyses in the concentration triangle Al^4 Al^6 R

Al^4 aluminium replacing silicon in tetrahedral layers, Al^6 aluminium taking part in the octahedral layer, R sum of interlayer cations. *1* glauconite, Ordovician limestone, Esthonia (an. Glinka), *2* recent glauconite, Monterey Bay (an. Hanke), *3* Senonian glauconite, Sweden (an. Sahlbom), *4* glauconite from Silurian sand, Esthonia (an. Kupffer), *5* glauconite from Cretaceous oolitic limestone, Scotland, *6* glauconite from Jurassic sandstone, the Ukraina (an. Glinka), *7* Lower Ordovician glauconite, Sweden (an. Palmquist), *8* glauconite from the Eocene, Tatra (an. Lindner)

terystyki środowiska i przebiegu tworzenia się warstewki będzie może wymagała w przyszłości uzupełnienia lub modyfikacji, jednakże wyniki obserwacji zestawione w tym artykule oparte są na dostatecznych analizach, aby je wykorzystać dla przedstawienia takiej próby.

Analiza chemiczna glaukonitu z eocenu z kamieniołomu „Pod Capkami" wykazała, że należy on — według klasyfikacji K. Smulikowskiego — do glaukonitów glinowych charakteryzujących się przewagą glinu nad żelazem. Pod względem gęstości, współczynników załamania oraz mało intensywnej barwy zbliża się on do grupy folidoidów, jednak wyraźnie ziarnista budowa i charakterystyczne kształty przemawiają za zaliczeniem go do grupy właściwych glaukonitów. Według klasyfikacji Ł. Gorbunovej (1950) jest to glaukonit o charakterze przejściowym między drugim a trzecim typem wyróżnionym przez tę autorkę; taki glaukonit może wchodzić w skład margli mniej lub więcej wapnistych i tworzyć się na granicy szelfu lub nawet poza jego granicą. Badany glaukonit eoceński utworzył się zatem w warunkach spokojniejszej sedymentacji i w morzu nieco głębszym niż typowe, silnie żelaziste glaukonity dotąd na terenie Polski poznane i opisane.

Nie ulega wątpliwości, że pojawienie się osadów glaukonitowych oddzielonych ostrą granicą od spągowych wapieni numulitowych jest wyrazem nagłej zmiany w warunkach sedymentacji eocenu tatrzańskiego. W mikroskopie ostrość tej granicy staje się nieznacznie mniej jaskrawa. Zaznacza się tu strefa przejściowa, która ma charakter kilkunastomilimetrowego zespołu mikrorytmów sedymentacji organodetrytycznej i detrytycznej z glaukonitem; już jednak w obrębie jednego szlifu mikroskopowego pojawia się nagły zanik rytmu organodetrytycznego i silne wzbogacenie agregatu kwarcowo-węglanowego w glaukonit.

Zmiana środowiska prowadząca do warunków sprzyjających tworzeniu się osadów z glaukonitem zaznaczyła się w kilku fazach. W pierwszej fazie pogorszyły się warunki dla życia numulitów — przyczyny mogły być różne, ale na podstawie faktów litologicznych są one trudno uchwytne — po czym nastąpiło gromadzenie się obumarłych szczątków wraz z materiałem terygenicznym w wapieniach numulitowych. W drugiej fazie uległy zahamowaniu procesy erozyjne na lądzie, o których urozmaiconym przebiegu we wcześniejszych stadiach sedymentacji eocenu tatrzańskiego dowiadujemy się z prac E. Passendorfera (1950) oraz J. Tokarskiego i A. Oberca (1951). W spokojniejszej, być może nieznacznie głębszej wodzie morskiej osadzały się resztki numulitów, głównie wydłużone ich szczątki. Wraz z nimi gromadził się skąpy materiał terrygeniczny oraz napływowy glaukonit, utworzony w płytszej, może bardziej utlenionej części zbiornika przez glaukonityzację substancji ilastej, częściowo zamkniętej w skorupkach otwornic. Zahamowanie procesów ero-

zyjnych na wyspie tatrzańskiej mogło być związane ze zmianami cyklów erozyjnych. W trzeciej fazie ukształtowało się środowisko sprzyjające osadzeniu się właściwych osadów z glaukonitem. Dopływ materiału terrygenicznego i sedymentacja detrytusu organicznego uległy wstrzymaniu, a prądy denne przerabiały materiał już osadzony. Wypłukiwanie nadmiaru pelitu wapienno-ilastego i substancji organicznej stwarzało warunki oksydacyjno-redukcyjne odpowiednie dla tworzenia się glaukonitu. Proces ten zachodził przypuszczalnie głównie na drodze glaukonityzacji substancji ilastej, względnie ilasto-żelazistej zachowanej w pustych miejscach skorupek otwornic. Rzadziej mogła tu zachodzić glaukonityzacja minerałów z grupy łyszczyków czy innych minerałów zawierających potas, gdyż materiał eocenu tatrzańskiego jest na ogół ubogi w te składniki.

Po utworzeniu się właściwej warstewki glaukonitowej z obfitym, przypuszczalnie głównie autochtonicznym glaukonitem, nastąpiło znów wzmożenie erozji na lądzie, który jednak znacznie zrównany i pokryty szatą roślinną dostarczał jedynie bardzo drobnoziarnistego detrytusu mineralnego. Sporadycznie napływały tu i szczątki roślin, które w czasie diagenezy ulegały pirytyzacji. Obecność skaleni i łyszczyków w mułowcach uboższych w glaukonit, nie spotykanych w niższych seriach eocenu nasuwa przypuszczenie, że powolnemu wynurzeniu ulegały jakieś nowe warstwy, poprzednio nie dostępne czynnikom erozyjnym. Zbyt szybka sedymentacja materiału ilasto-mułkowego nie sprzyjała już tworzeniu się glaukonitu, który coraz bardziej przybiera charakter minerału napływowego, a wreszcie zanika lub występuje w śladach.

Diagramy (fig. 1 i 2) stanowią ilustrację i uzupełnienie powyżej nakreślonego obrazu tworzenia się mułowców glaukonitowych. Na figurze 1 widać, że średnia wielkość ziarna mułowca glaukonitowego wzrasta od próbki I (spąg warstwy glaukonitowej) do próbki III (największa koncentracja glaukonitu), a zarazem wzrasta procent glaukonitu. Jest to następstwem wypłukiwania pelitu przy częściowym rozmywaniu osadu, z czym wiąże się lepsze przewietrzanie strefy akumulacji osadu sprzyjające tworzeniu się glaukonitu. W wyższych elementach mułowców glaukonitowych konsekwentnie maleje procent glaukonitu wraz ze zmniejszaniem się wielkości ziarna mułowca. Nowy napływ frakcji pelitowej, być może już z odmiennego źródła, stwarza coraz mniej sprzyjające warunki dla tworzenia się glaukonitu.

Na figurze 2 widać, że w warstwie glaukonitowej początkowo wzrasta procent glaukonitu wraz ze wzrostem procentu kwarcu, co jest związane z wypłukiwaniem pelitu ilasto-wapiennego. W osadzie wyżej leżącym procent glaukonitu zmniejsza się na ogół ze wzrostem zawartości kwarcu, gdyż wraz z dopływem nowego materiału terrygenicznego pogarszają się warunki dla powstawania autochtonicznego glaukonitu. Stanowisko od-

osobnione na diagramie zajmuje punkt projekcyjny próbki VI. W próbce tej bogatej w agregat ilasto-węglanowy kwarc ukrywa się być może wśród spoiwa w postaci pelitu, a zawartość jego oznaczona planimetrycznie jest zbyt niska w porównaniu z rzeczywistą.

We współczesnych rozważaniach, dotyczących genezy glaukonitu, mniejszą uwagę zwraca się na problem źródła materiału podlegającego glaukonityzacji, niż na warunki sprzyjające temu procesowi. Takie stanowisko jest słuszne, gdyż w basenie morskim zwykle znajduje się dostateczna ilość substancji zarówno rozpuszczonych jak i zawieszonych, z których może się utworzyć glaukonit. W odniesieniu do genezy glaukonitu eocenu tatrzańskiego nie można jednak całkowicie zlekceważyć poglądu C. W. Corrensa, przedstawionego z okazji kongresu geologicznego w Algierze (1952). Autor ten widzi przyczynę tworzenia się glaukonitu w dopływie substancji roślinnej zawierającej potas w niewielkiej odległości od wybrzeża. Dowóz potasu w postaci szczątków roślin może się wydawać zbyteczny wobec dostatecznej zawartości tego pierwiastka w wodzie morskiej. Już jednak L. Cayeux (1897) podkreśla znaczenie wspólnego występowania glaukonitu ze skaleniem potasowym i łyszczykami stwierdzając, że obecność potasu sprzyja tworzeniu się glaukonitu. Pogląd ten znalazł potwierdzenie w licznych obserwacjach dotyczących tworzenia się glaukonitów zarówno współczesnych jak i kopalnych. Nie ma więc powodu odrzucać poglądu, że zwiększenie koncentracji potasu w osadzie dzięki obecności substancji roślinnej sprzyja tworzeniu się glaukonitu. Skały erodowane w okresie sedymentacji eocenu Tatr były niewątpliwie ubogie w potas. Trzon krystaliczny Tatr nie był wówczas odsłonięty, a przerabiane w toku sedymentacji eocenu osady reglowe nie wykazują według dotychczasowych danych obfitości potasu, są natomiast lokalnie bogate w żelazo i krzemionkę. Zwiększenie koncentracji tego pierwiastka, dzięki akumulacji substancji roślinnej w strefie przybrzeżnej morza środkowego eocenu, mogło więc odegrać pewną rolę w procesie tworzenia się glaukonitu. Nadmiar substancji roślinnej i nowy dopływ materiału ilasto-mułkowego wstrzymał ten proces w czasie kształtowania się leżących wyżej warstw florowych.

Substancja ilasto-żelazista podlegająca glaukonityzacji w warstwie glaukonitowej eocenu, a wypełniająca często puste miejsca w skorupkach otwornic mogła pochodzić z rozmywania skał ilastych, skał marglistych neokomu, a także kajpru, bogatego według analiz Cz. Kuźniara (1913) w substancję laterytową.

W obrazach mikroskopowych mułowców eocenu tatrzańskiego uderza obfitość pirytu, którego regularne kryształki przerastają często ziarna glaukonitu, a także gromadzą się w spoiwie skały w postaci większych gniazd i wreszcie impregnują szczątki organiczne. Minerał ten utworzył

się w jednym z późniejszych stadiów diagenezy, być może już w skale częściowo skonsolidowanej, w której środowisko stało się redukcyjne wskutek procesów rozkładu resztek szczątków zwierzęcych i roślinnych. Glaukonit natomiast kształtował się we wczesnym stadium diagenezy, w osadzie nieskonsolidowanym, w środowisku obojętnym lub nawet słabo utleniającym.

Zakład Petrografii Skał Osadowych
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w listopadzie 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

CAYEUX L. 1897. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Mém. Carte Géol. détaillée de la France.

CORRENS C. W. 1952. Zur Geochemie des Eisens (Symposium sur les gisements de fer du Monde). — Congr. Géol. Int. Alger, vol. II. Alger.

GORBUNOVA Ł. J. 1950. Głavkonity jurskich i niżnemełovych otłożenij centralnoj časti russkoj płatformy. — Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk SSSR, wyp. 114, no. 40. Moskva.

HENDRICKS S. B. & ROSS C. S. 1941. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. — Am. Min., vol. 26, p. 683-708.

KUŹNIAR CZ. 1913. Skały osadowe tatrzańskie. — Spraw. Pol. Akad. Um., t. 18, nr 7, s. 13. Kraków.

MAŁECKI J. 1955. Glony wapienne eocenu Tatr (The calcareous Algae of the Tatra Eocene). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXV, z. 2. Kraków.

PASSENDORFER E. 1950. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Ibidem, t. XX, z. 1-2.

SOKOŁOWSKI S. 1959. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich — sprawozdanie wstępne (Geological map of the nummulitic Eocene in the zone parallel to the northern margin of the Polish Tatra — preliminary report). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 1. Materiały do geologii Tatr i Podhala. Warszawa.

TOKARSKI J. & OBERC A. 1951. Z petrografii eocenu Tatr. Kamieniołom „Pod Capkami" (Contribution to the petrography of the Eocene of the Tatra Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI, z. 4. Kraków.

М. ТУРНАУ-МОРАВСКА и М. ЛИНДНЭР

ГЛАУКОНИТОВЫЕ АРГИЛЛИТЫ ТАТРАНСКОГО ЭОЦЕНА

(Резюме)

Авторы провели петрографический анализ аргиллитов, встречающихся в кровле нумулитовых известняков татранского среднего эоцена, а в нижней части — сланцев, богатых флорой. Глауконит,

содержание которого в аргиллитах доходит до 25%, обладает физическими свойствами и химическим составом соответствующим, согласно классификации Смуликовского (1954) алюминиевым глауконитам. По мнению Горбуновой (1950), глауконит такого типа может образоваться на границе шельфа или даже вне его границы. Согласно мнению авторов настоящей работы, слой аргиллитов татранского эоцена образовался в связи с заторможением эрозионных процессов на материке и внезапным углублением бассейна седиментации.

В выводах, касающихся источника субстанций, необходимых для образования глауконита, авторы принимают во внимание мнение Корренса (1952), что богатая калием растительная субстанция может играть важную роль в формировании этого минерала. Подвергающаяся глауконитизации глинистая субстанция, часто замкнутая в ракушках фораминифер, могла — по мнению авторов — быть результатом размыва меловых мергелей, часто богатых пиритом, или кейперовых глин, содержащих латеритовые субстанции.

M. TURNAU-MORAWSKA & M. LINDNER

GLAUCONITIC SILTSTONES IN THE TATRA EOCENE

(Summary)

ABSTRACT: Petrographic studies have been made of glauconitic siltstones occurring in the Tatra Eocene as an intercalation resting upon nummulitic limestones in the lower part of shales rich in plant remains. The glauconite was separated, its chemical analysis performed and physical properties determined. Its position in the classification scheme of glauconite types was designated. Suppositions concerning environmental conditions of the investigated glauconitic siltstones are here presented.

Glauconitic siltstones occurring as a layer, up to 0.5 m. thick, in the Middle Eocene of Tatra, were submitted to a petrographical analysis. This layer forms an intercalation resting upon nummulitic limestones with plant bearing shales at the bottom. The glauconite, whose content in the glauconitic silstones amounts to 25 percent is mainly auchtochtonous in the lower part of the bed, being formed probably for the most part in the interior of foraminiferous shells. In the upper part of the bed allochtonous grains prevail, the glauconite percent diminishes with increase of terrigenous detritus and this mineral disappears in a stratum rich in plant remains. The chemical composition and physical properties of the separated glauconite show that the investigated mineral belongs to the group of aluminous glauconites which, in K. Smulikowski's (1954)

classification scheme present an intermediate link between typical iron-rich glauconites and the folidoids. In the scheme of L. J. Gorbunova (1950) the investigated glauconite is intermediate between the second and third type discerned by that author, occurring mostly as a constituent of marls and deposited in somewhat deeper regions than sediments with typical iron glauconite.

The authors of this paper suppose that the formation of glauconitic beds in the Tatra Eocene, occurring as an intercalation between deposits of distinctly different lithological character, was connected with decreased land erosion processes, perhaps with the development of a plant cover. Consequently the deposition of detritus decreased considerably. In some parts of the basin negative sedimentation and water currents produced conditions favourable for the transformation into glauconite of clay matter retained in foraminiferous shells.

In conclusions concerning the provenance of material necessary to the formation of glauconite, the authors take into account the view of Correns (1952) who, in the plant detritus as source of potassium sees an important factor in the over mentioned process. The association of potassic minerals with glauconite was emphasized already by L. Cayeux (1897) who inferred that concentration of potassium is favourable to glauconite formation. On results of investigation the source rocks of the Eocene deposits of Tatra were probably poor in potassic minerals. One may suppose that plant remains, whose fragments are observed in the glauconitic bed, contributed to form a chemical environment adequate for glauconite development. In the upper part of the glauconitic beds the glauconite percent decreases in spite of the increase of plant remains. This may be explained by increase of fine detritus destructive to conditions favouring glauconite formation.

The authors suppose that the clay matter often enclosed in the foraminiferous shells and transformed into glauconite, derived from Keuper clays, poor in potassium but rich in compounds of lateritic character (Cz. Kuźniar 1913).

Glauconite from the Eocene mudstones of Tatra was probably formed during an early stage of diagenesis, whereas pyrite often occurring as regular crystals originated during a later stage in a rather reducing environment.

Institute of Petrography of Sedimentary Rocks
of the Warsaw University
Warszawa, November 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ IX-X

DESCRIPTION OF PLATES IX-X

PL. IX

Fig. 1

Obraz mikroskopowy wapienia numulitowego o teksturze bezładnej ze spągu war-
stwy glaukonitowej eocenu tatrzańskiego (kamieniołom „Pod Capkami") ×1

Bez analizator

Fot. J. Bułha

Microphotograph of the nummulitic limestone from the bottom of the glauconiti
siltstones. Eocene of Tatra ×1

Without analyse

Fig. 2

Obraz mikroskopowy wapienia numulitowego o teksturze równoległej ze spąg
warstwy glaukonitowej eocenu tatrzańskiego (kamieniołom „Pod Capkami") ×1

Bez analizator

Fot. J. Bułha

Microphotograph of the fine-bedded nummulitic limestone from the bottom of th
glauconitic siltstones, Eocene of Tatra ×1

Without analyse

PL. X

Fig. 1

Obraz mikroskopowy mułowca glaukonitowego z eocenu tatrzańskiego. Kamieni-
łom „Pod Capkami". W polu widzenia glaukonit, kwarc, okruchy węglanów ora
piryt, często automorficznie wykształcony ×

Bez analizato

Fot. K. Łydk

Microphotograph of glauconitic siltstone from the Eocene of Tatra. Glauconit
quartz, fragments of carbonates and pyrite, often automorphic ×

Without analys

Fig. 2

Obraz mikroskopowy mułowca glaukonitowego z eocenu tatrzańskiego. Kamieni-
łom „Pod Capkami". Szkielet wapienny oraz wnętrze otwornicy wypełnione s
glaukonitem i pirytem ×

Bez analizato

Fot. K. Łydk

Microphotograph of glauconitic siltstone from the Eocene of Tatra. Fragment
a foraminifer impregnated with glauconite and pyrite ×

Without analys



Fig. 1



Fig. 2

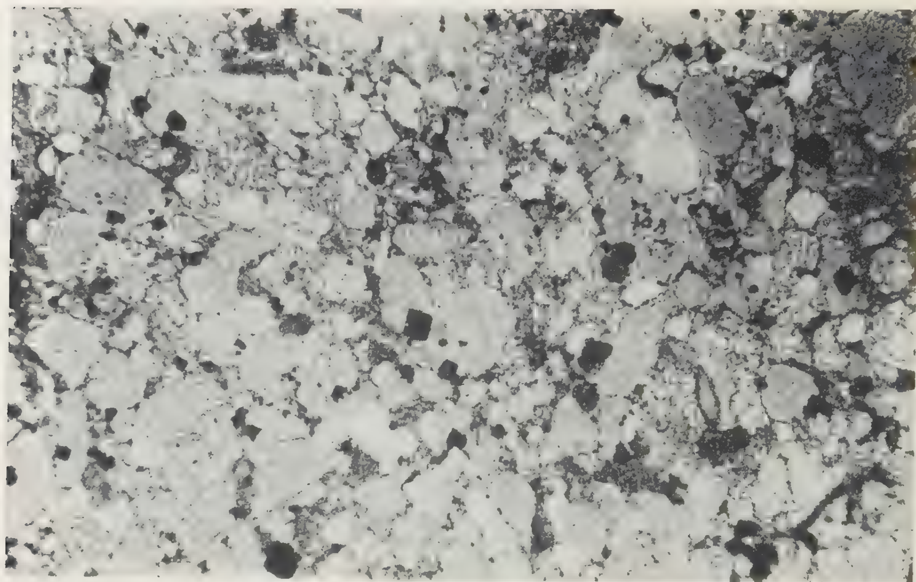


Fig. 1

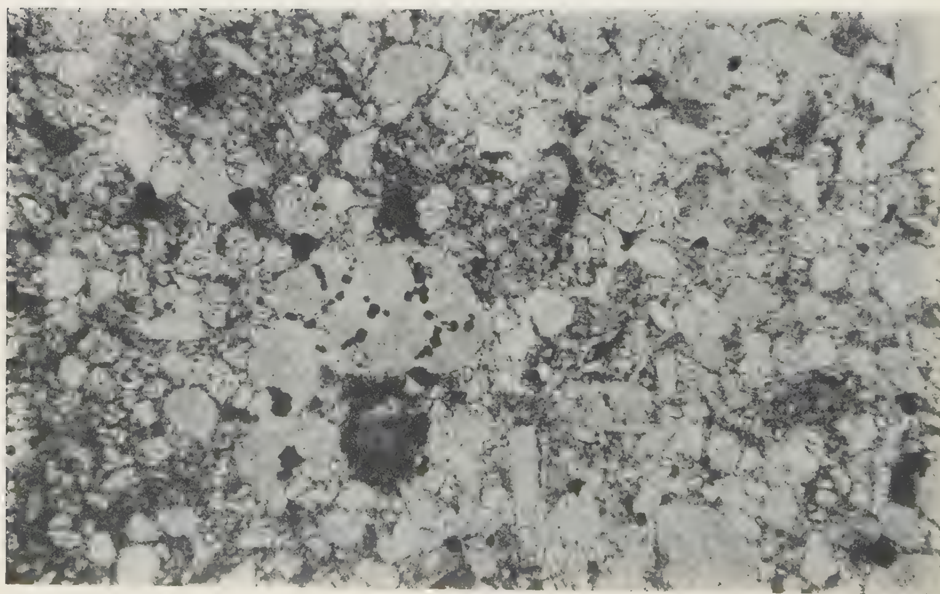


Fig. 2

ZBIGNIEW WÓJCIK

Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca

STRESZCZENIE: Na południowych zboczach Bobrowca (Tatry Zachodnie) pod osadami płaszczowiny reglowej dolnej odsłania się autochtoniczna lecz sfałdowana seria Kominów Tylkowych. Są to piaskowce i łupki seisu, zlepieńce, piaskowce i łupki kajpru, wapienie i łupki retyku, wapienie piaszczyste i wapienie z rogowcami liasu oraz wapienie malmu. Utwory liasu i malmo-neokomu są sfałdowane i tworzą kilka zanurzających się fałdów z zachowanymi skrętami synklinalnymi (korzeniowymi). Nad liasem znajduje się łuska kajpru, która podściela znajdującą się wśród skał osadowych łuskę gnejsów. Ta ostatnia stanowi samodzielny element tektoniczny nie wiążąc się z żadnym z fałdów wierchowych. Nad gnejsami na zachodzie a sfałdowanymi utworami liasu na wschodzie znajdują się wierchowe porwaki tektoniczne leżące u podstawy nasunięcia płaszczowiny reglowej dolnej, należące zapewne do fałdu Czerwonych Wierchów.

WSTĘP

Przedmiotem niniejszego opracowania jest seria wierchowa na południowym zboczu Bobrowca w Dolinie Chochołowskiej w Tatrach Zachodnich. Praca została wykonana w Zakładzie Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego. Materiały terenowe zebrałem głównie w lecie 1955 roku. W następnych latach zebrałem wiele nowych obserwacji, zwłaszcza na terenie Zawiesistej i Wielkich Turni Chochołowskich.

Za pomoc i serdeczne słowa zachęty winienem wdzięczność prof. dr E. Passendorferowi, pod którego kierownictwem wykonałem tę pracę. Doktorowi Z. Kotańskiemu wyrażam szczególne podziękowanie za liczne dyskusje w terenie nad problematyką niniejszej pracy, uwagi dotyczące formy pracy, oraz pomoc w jej redakcji. Docentowi K. Guzikowi dziękuję za liczne dyskusje, materiał topograficzny oraz niektóre fotografie.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Teren, któremu poświęcono niniejsze opracowanie, znajduje się w najbardziej zachodniej części Tatr Polskich. Stosunkowo słabe odsłonięcie terenu w dużym stopniu wpłynęło na to, że jedynie nieliczni ba-

dacze, udający się na zachód przez Przełęcz Bobrowiecką, zwracali przy okazji uwagę na jego budowę (np. L. Zejszner, 1848).

Pierwszym, który z racji szczegółowych prac w Tatrach dotarł pod Bobrowiec, był V. Uhlig (1897). W pracy swej poświęca wprawdzie niewiele miejsca zagadnieniom budowy tego terenu, niemniej jednak wiele cennych danych można znaleźć w jego mapach i profilach.

Szczególną uwagę zwraca V. Uhlig na stosunki geologiczne w Żlebie pod Bobrowiec i na przełęczy w Kulawcu. W Żlebie pod Bobrowiec nad osadami piaszczysto-łupkowymi, które spoczywają na krystaliniku Tatr Zachodnich, V. Uhlig wyróżnił wapienie koralowo-małżowe wieku retyckiego. Na tej podstawie piaskowce i łupki jako starsze od retyku zaliczył do triasu, a leżące ponad retykiem wapienie robaczkowe i dolomity — do liasu.

Pod Kulawcem, na prawym zboczu Doliny Chochołowskiej, nad granitami i gnejsami krystaliniku znajdują się również osady piaszczysto-łupkowe. Nad nimi V. Uhlig wyróżnił osady retyku. I tutaj, podobnie jak w Żlebie pod Bobrowiec, serie leżące w spągu retyku autor ten zalicza do triasu. W oparciu o te dwa profile V. Uhlig przyjął, że cały trias wykształcony jest na terenie Tatr w facji piaszczysto-łupkowej. Wniosek ten stał się przyczyną wielu błędów w interpretacji budowy geologicznej Tatr tego autora.

Dopiero F. Rabowski (1921), początkowo w oparciu o przesłanki tektoniczne, a następnie o znaleziska fauny, serie wapieni robaczkowych i dolomitów zaliczył do triasu środkowego. Wiek wapieni robaczkowych poparł również E. Passendorfer (1951) znalezieniem w nich liliowców z gatunku *Dadocrinus gracilis*.

Z. Kotański (1956b) w oparciu o dane spod Kulawca zwraca uwagę na to, że środkowy trias w Dolinie Chochołowskiej został zerodowany w karniku.

Sytuację stratygraficzną wapieni robaczkowych nad retykiem w Żlebie pod Bobrowiec ustalił definitywnie F. Rabowski (1959). Na mapie swej autor ten zaznacza nad retykiem łuskę kajpru i gnejsów, a dopiero nad nią wapienie robaczkowe.

W licznych pracach F. Rabowski (1933, 1955, 1959) poświęca wiele uwagi stosunkom na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej pod Bobrowcem. W swoim opracowaniu dotyczącym geologii Osobitej zaznacza (Rabowski 1933, str. 383), że

„...osadową serię wierchową, spoczywającą na trzonie granitowym, zaliczamy do elementu spągowej płaszczowiny wierchowej. Stanowi ona przy tym jej część najniższą, analogiczną do dolnej części przekroju, przecinającego Kominy Tylkowe, a zdygitowaną w Dolinie Chochołowskiej w niewielkie fałdy obalone, widoczne na jej zboczu".

Odnosi się to zapewne do terenów położonych w pobliżu Wyżniej Bramy Chochołowskiej, gdzie sfałdowane zostały osady liasu i malmu. W żadnej z następnych prac F. Rabowski tych sfałdowań nie precyzuje, ani nie lokalizuje.

W tej samej pracy F. Rabowski podkreśla łączność liasu Doliny Chochołowskiej z liasem Osobitej. Chodzi tu rzecz prosta o łączność stratygraficzną, a nie tektoniczną, gdyż serie osadowe w okolicy Przełęczy Bobrowieckiej zostały ścięte przez płaszczowinę reglową dolną (str. 386):

„Maksimum tego ścięcia zaznacza się pod Bobrowcem, gdzie dość pokaźna masa jednostki reglowej niższej leży częściowo wprost na łupkach werfeńskich spągowego elementu wierchowego".

Z zamieszczonej schematycznej mapki (Rabowski 1933) widać, że autor ten na omawianym terenie wyróżnia utwory werfenu i liasu serii wierchowej oraz trias dolny i środkowy serii reglowej.

W latach 1938 i 1939 F. Rabowski na omawianym terenie prowadził prace kartograficzne przygotowując mapę geologiczną serii wierchowej Tatr Polskich. W czasie tych badań odkrył on (Rabowski 1955) łuskę gnejsów spoczywającą na kwarcytach kajpru leżących z kolei na retyku opisanym przez V. Uhliga (1897). Łuskę gnejsów przykrywa niewielki płat wierchowych wapieni triasu środkowego, który leży w spągu płaszczowiny reglowej. Gnejsy F. Rabowski (1959) zaliczył przez analogię z Twardym Upłazem do fałdu Giewontu, a nie Czerwonych Wierchów, choć na to drugie wskazywałby porządek tektoniczny.

W latach 1946-1947 werfeńskie serie osadowe Grzesia nad Przełęczą Bobrowiecką były przedmiotem badań petrograficznych M. Turnau-Morawskiej (1947).

Ostatnio zagadnieniami tektonicznymi terenu położonego bezpośrednio na wschód od Żlebu pod Piece zajmował się W. Jaroszewski (1958). Potwierdza on koncepcje F. Rabowskiego z roku 1933 dotyczące sfałdowań serii Kominów Tylkowych i opisuje samodzielny element tektoniczny, który nazywa „łuską Olejarni". Malm Zawiesistej traktuje jako normalną synklinę i sądzi, że jest on wfałdowany z góry w utwory liasowe.

W latach 1955-1956 E. Barejowa (1956) w czasie prac kartograficznych w okolicy Bobrowca zwróciła uwagę głównie na serie reglowe, a seria wierchowa została przez nią scharakteryzowana pobieżnie.

Geologią prawego zbocza Doliny Chochołowskiej, szczególnie na Przełęczy w Kulawcu i na Kopieńcu Starorobociańskim, zajmował się ostatnio Z. Kotański (1956 a, b, c, 1959 a, b). Autor ten nad osadami kampilu wyróżnił piaszczysto-dolomitowy noryk, który wiąże się sedymentacyjnie z wapieniami koralowo-małżowymi retyku. Stwierdził on również, że lias Kopieńca jest sfałdowany.

RYS MORFOLOGICZNY

Omawiany teren znajduje się w najbardziej zachodniej części Tatr Polskich. Materiały zostały zebrane z terenu ograniczonego od zachodu Przełęczą Bobrowiecką (1355,6 m), od południowego zachodu Żlebem Bobrowieckim, od południa Polaną Chochołowską i korytem Siwej Wody, a od wschodu Żlebem pod Piece. Granica północna dochodzi do werfenu w spągu płaszczowiny reglowej dolnej (fig. 4) i biegnie od Przełęczy Bobrowieckiej przez szczyt Małego i Wielkiego Kopiska, Kobylarkę i Piece (pl. XI i XII).

Badany teren jest silnie zalesiony, co powoduje jego słabe odsłonięcie. Najbardziej kompletne serie można prześledzić w żlebach oraz pasmach skalnych Kobylarki, Wielkiego i Małego Kopiska (pl. XII i XIII).

Nazwy topograficzne zostały zaczerpnięte z mapy fotogrametrycznej WIG i map Tadeusza Zwolińskiego. Część nazw wprowadzono w oparciu o nomenklaturę góralską. Są to: Żleb przy Przełęczy, Żleb pod Bobrowiec, Żleb w Stawiańcach, Żleb w Kobylarce i Żleb pod Piece.

Południowe zbocza Bobrowca są pocięte licznymi żlebami, które począwszy od zachodu noszą następujące nazwy: Żleb przy Przełęczy, Żleb pod Bobrowiec, Żleb w Stawiańcach, Żleb Jasiorowy i Skorusi Żleb (pl. XII i XIV), ograniczony od wschodu turniami Kobylarki (pl. XV, fig. 1). Od wschodu Kobylarkę oddziela od pasma Zawiesistej wyraźnie zaznaczający się Żleb pod Piece (pl. XV, fig. 2). Nad Kopiskami i Kobylarką ciągnie się pas upłazów (pl. XVI), które powstały u podstawy nasunięcia reglowego.

Na południowe zbocza Bobrowca przypada maksimum depresji Bobrowca. Odbija się to nie tylko na morfologii terenu, lecz na całej sytuacji tektonicznej jednostek wierchowych. Płaszczowina reglowa dolna, tworząca górne partie Bobrowca (1662,9 m), ścina serie wierchowe. Na Przełęczy Bobrowieckiej uchroniły się serie górnego seisu. Już jednak około 150 m dalej na wschód na seisie znajdują się utwory kajpru a jeszcze dalej na wschód, w otoczeniu Żlebu pod Bobrowiec, nad kajprem zjawia się lias i wyższe elementy tektoniczne, jak np. łuska gnejsów. Miąższość liasu na wschód od Żlebu pod Bobrowiec wzrasta i osiąga w Skorusim Żlebie wartość około 300 metrów.

Badania prowadzone w skali bardzo szczegółowej nie zawsze mogły być ujęte kartograficznie z powodu znacznie mniejszej skali mapy. Tak np. profilowałem serie skalne z dokładnością 1 : 500, 1 : 100, a nawet 1 : 50, gdy tymczasem mogłem kartować teren na powiększonej mapie fotogrametrycznej (pierwotna skala 1 : 20000, skala po powiększeniu 1 : 5000). Fakt ten wpłynął na konieczność pominięcia wielu obserwacji na mapie (fig. 4).

STRATYGRAFIA

Serie wierchowe lewego zbocza Doliny Chochołowskiej pod Bobrowcem reprezentowane są niemal przez wszystkie ogniwa począwszy od skał przedpermskich po alb. Na omawianym terenie odsłaniają się skały krystaliczne, seis i fragmenty serii kampilu, fragmenty serii środkowego triasu (zapewne jedynie anizyk, kajper, karnik i może część klastycznego noryku), retyk węglanowo-łupkowy z licznymi koralami i małżami oraz lias w postaci wapieni piaszczystych i wapieni z rogowcami. Dalej na wschód od Żlebu pod Piece tzn. na pd.-wschodnich zboczach Bobrowca występują również osady jury środkowej (?), malmu i albu. Te ostatnie znajdują się poza terenem opracowania i omówione zostaną jedynie w części tektonicznej.

Stosunkowo najpełniejszy i najbardziej zróżnicowany pod względem litologicznym i tektonicznym profil odsłania się w Żlebie pod Bobrowiec (pl. XII), gdzie zostały przeprowadzone prace ziemne, które pozwoliły na odkrycie bezpośrednich kontaktów wielu ogniw stratygraficznych (fig. 1).

Serie przedpermskie

Najstarszym ogniwem występującym na omawianym terenie są gnejsy, tworzące odrębną łuskę. Zostały one odsłonięte w przekopie w Żlebie pod Bobrowiec (fig. 1, seria VI), a znajdują się również na W i na E od żlebu. Są to jasne gnejsy muskowitowe o strukturze ziarnistej lub porfiroblastycznej. Na zwietrzałych powierzchniach skała przybiera różne barwy — od czerwonej przez żółtą, fioletową i niebieską do zielonej. Dominującym minerałem jest silnie strzaskany kwarc, a obok niego występuje ortoklaz, albit i muskowit. Serię tę tną liczne żyły pegmatytowe i kwarcowe.

S. Kreutz (1930) w obrębie trzonu krystalicznego Tatr wyróżnił gnejsy białe na Ornaku i między Wołowcem, Bystrą i Krywaniem. Autor ten gnejsy wyróżnione przez siebie uważa za zmetamorfizowany biały granit muskowitowy o wykształceniu aplitowym. Białe gnejsy o wykształceniu aplitowym wyróżnił A. Michalik (1951) na Małej Koszystej, nadając im nazwę białych granitognejsów muskowitowych.

Skał opisywanych przez S. Kreutza (1930) i A. Michalika (1951) nie można porównać z gnejsami białymi ze Żlebu pod Bobrowiec i jego najbliższej okolicy. Różni je od skał omawianych przez tych autorów gruboziarnista struktura lokalnie przechodząca w strukturę porfiroblastyczną.

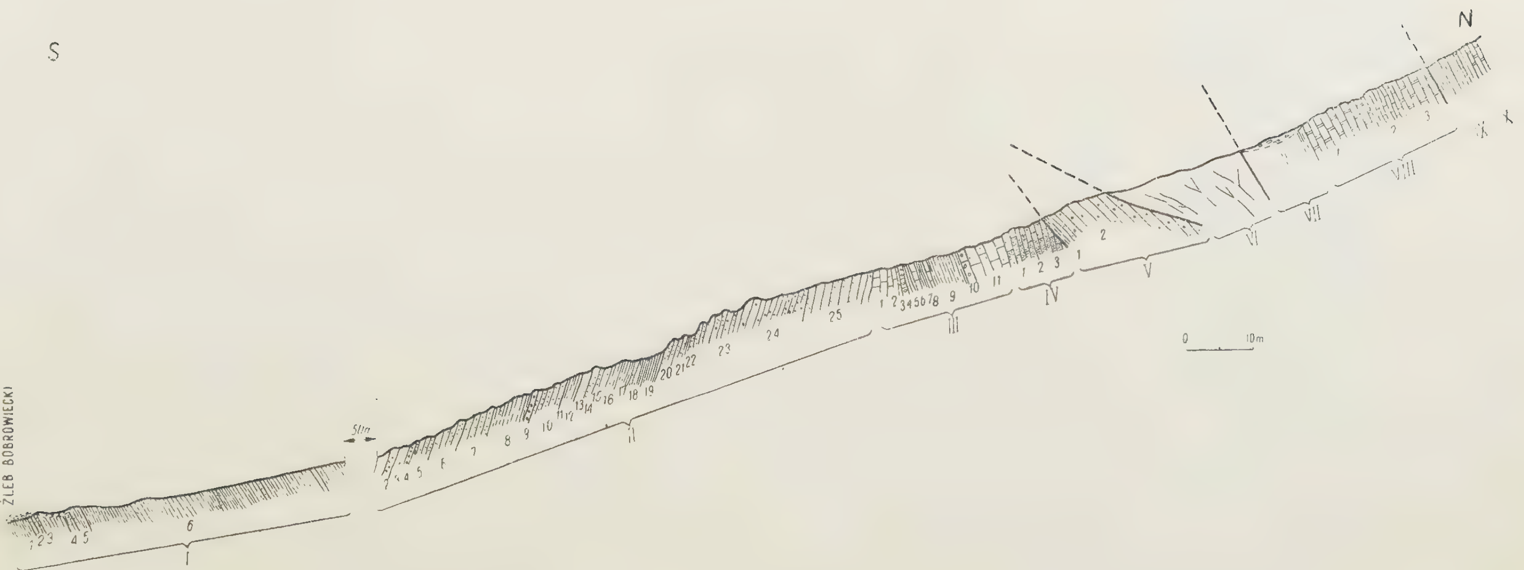


Fig. 1

Fig. 1

Przekrój geologiczny przez Żleb pod Bobrowiec

Seria wierchowa: *I* seis, *II* kajper autochtoniczny, *III* retyk, *IV* lias, *V* łuska kajpru, *VI* łuska gnejsów, *VII* dolny kampil, *VIII* porwak środkowego triasu. Seria reglowa: *IX* werfen, *X* trias środkowy

Geological section through Żleb pod Bobrowiec

High-tatric series: *I* Seis, *II* autochtonic Keuper, *III* Rhaetic, *IV* Lias, *V* Keuper scale, *VI* gneiss scale, *VII* Lower Campilian, *VIII* Middle Triassic tectonic fragment Sub-tatric series: *IX* Werfenian, *X* Middle Triassic

I: 1 piaskowce kwarcytyczne jasne i zielone z rzadkim muskowitem, *2* piaskowce kwarcytyczne z plamami hematytu, *3* piaskowce kwarcytyczne z plamami hematytu i z rzadkimi blaszkami muskowitu, *4* czerwone łupki, a w górnej części mułowce i drobnoziarniste piaskowce z muskowitem, *5* piaskowce drobnoziarniste przechodzące ku górze w zielone łupki z muskowitem, *6* czerwone, zielone i plamiste łupki z muskowitem; *II: 1* jasne piaskowce o słabej selekcji z rzadkimi czarnymi okruchami łupków krystalicznych i czarnymi krzemieniami, *2* kwarcytyczne zlepieńce kwarcowe z czarnymi krzemieniami zawierające ok. 2% skaleni, *3* jasnoróżowe piaskowce o spoiwie krzemionkowym z kulistymi i elipsoidalnymi otoczakami iłowcowymi i toczeńcami inkrustowanymi, *4* czerwone zlepieńce z otoczakami kwarcu, piaskowców, kwarcytów krzemionkowych i skał zbliżonych do granitów, *5* piaskowce i zlepieńce kwarcytyczne ubogie w skalenie, *6* piaskowce średnio- i gruboziarniste z licznym materiałem ilastym, *7* jasne piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty, *8* czerwone łupki muskowitowe z wkładkami jasnych piaskowców, *9* zlepieńce wapienno-kwarcowe o spoiwie krzemionkowym i krzemionkowo-ilastym, *10* zielone piaskowce kwarcytyczne z wkładkami żwirowo-ilastymi, zawierające ok. 3% skaleni, *11* drobno-ziarniste piaskowce kwarcytyczne z wkładkami zielonych łupków muskowitowych, *12* czerwone łupki warstewkowane, *13* zlepieńce kwarcytyczne z ławicą zielonych łupków, *14* zielone piaskowce kwarcytyczne z białymi skupieniami kaolinu w spoiwie, *15* piaskowce krzemionkowe i kwarcytyczne przechodzące ku górze w piaskowce ilaste z rzadkimi skaleniami, *16* czerwone łupki i piaskowce drobnoziarniste o warstewkowaniu poziomym, krzyżowym i przekątnym, *17* czerwone łupki, niewyraźnie warstewkowane, *18* czerwone i zielone iłołupki ze żwirem, w którym poza otoczakami kwarcu występują kwarcyty, łupki krzemionkowe i skalenie; uwarstwienie frakcjonalne, *19* zielone łupki, *20* jasne piaskowce kwarcytyczne, średnioławicowe, ze skupieniami kaolinu w spoiwie, *21* piaskowce kwarcytyczne średnioziarniste z warstwą łupków, *22* żółtozielone łupki mulaste z muskowitem, *23* piaskowce kwarcytyczne i zlepieńce z nieregularnymi wkładkami zielonych łupków. Średnica otoczaków kwarcu dochodzi do 5 cm; seria ta w morfologii tworzy bardzo wyraźny próg, *24* czerwone zlepieńce krzemionkowo-ilaste z chlorytem, serycytem i rzadkimi skaleniami, *25* jasne, zlewne kwarcyty z rzadkim muskowitem; *III: 1* ciemne wapienie, żółto wietrzejące, *2* ciemne wapienie z fauną korali i ostryg; w stropowej części tej serii występuje 20 cm wkładka czarnych łupków, *3* wapienie oolitowe z bardzo drobnymi ziarnami kwarcu w spoiwie i w jądrach oolitów, *4* zlepieńce wapienne i wapienie oolitowe; w otoczakach wapieni brak materiału klastycznego, *5* czarne bezwapniste łupki warstewkowane, *6* wapienie krynoidowe, przewarstwiane czarnymi łupkami, *7* czarne łupki z wkładkami wapieni krynoidowych, *8* wapienie krynoidowe miejscami silnie ilaste, odwapnione, *9* czarne łupki z wkładkami wapieni krynoidowych i margli, *10* wapienie szare żółto wietrzejące z oolitami, *11* wapienie czarne żółto wietrzejące z bardzo drobnym materiałem klastycznym; *IV: 1* szare wapienie piaszczyste, *2* wapienie piaszczyste silnie strzaskane tektonicznie, *3* brekcja tektoniczna złożona z okruchów wapieni piaszczystych; spoiwo ilaste koloru zielonego; *V: 1* żółto-zielone łupki, *2* żółte kwarcyty u góry silnie sprasowane tektonicznie; *VIII: 1* szare dolomity, *2* ciemne wapienie, w górnej części robaczkowe, *3* szare dolomity.

Jak wynika ponadto z rozważań tektonicznych, można przypuszczać, że gnejsy te pochodzą z miejsc leżących o wiele dalej na południu niż pas gnejsów białych S. Kreutza (1930), ciągnący się między Wołowcem i Bystrą.

Trias dolny (seis i kampil)

Najpełniejszy profil górnego seisu występuje pod Małym Kopiskiem w niewielkim grzbieciku pomiędzy Żlebem Bobrowieckim i Jasiorowym (pl. XII), mniej więcej na wysokości około 1250 m. Odsłania się tu spod zwałów moreny bocznej 40-metrowej miąższości seria piaskowców i łupków. Początkowo są to zlewne piaskowce kwarcytyczne z wkładkami piaskowców arkozowych. Ku górze piaskowce stają się bardziej drobnoziarniste i wykazują obecność struktur spływowych. W stropowej, bardziej mulastej części tych piaskowców widoczne jest warstewkowanie krzyżowe, przekątne i poziome. Ku górze piaskowce drobnoziarniste przechodzą w mułowce i łupki czerwone.

W Żlebie pod Bobrowiec utwory seisu widoczne są nad ścieżką prowadzącą Żlebem Bobrowieckim na Przełęcz Bobrowiecką. Profil zaczyna się tu na wysokości około 1285 m. Odsłaniają się tu naprzemianległe plamiste piaskowce kwarcytyczne i czerwone łupki (fig. 1, seria I). Reprezentują one piaszczysto-łupkowy seis górny (Kotański 1956a, c), który ciągnie się od Przełęczy Bobrowieckiej i Żlebu przy Przełęczy przez Żleb Bobrowiecki na Polanę Chochołowską, gdzie niknie pod grubą pokrywą utworów czwartorzędowych (pl. XIII). Na południowy zachód od tej linii występuje zwarta seria piaskowców kwarcytycznych dolnego seisu.

W otoczeniu Żlebu przy Przełęczy i Żlebu pod Bobrowiec ponad łuską gnejsów, a poniżej porwaków triasu środkowego (fig. 2), występują osady dolnego kampilu (fig. 1, seria VII). Są to żółte łupki margliste, przewarstwione szarymi dolomitami. Na podstawie paralelizacji z klasycznym profilem kampilu spod Smytniańskich Turni (Kotański 1956a), serie kampilu pod Bobrowcem należy zaliczyć do kompleksu II-1 (naprzemianległe warstwy łupków zielonych i szarych zbitych dolomitów).

Utwory kampilu tej samej jednostki tektonicznej znajdują się nad łuską piaskowców karniku w Żlebie przy Przełęczy na W od Żlebu pod Bobrowiec, a na E od niego sięgają na zbocza Stawiańców (fig. 2).

Warstwy kampilu nie były dotychczas opisywane ze zboczy Bobrowca.

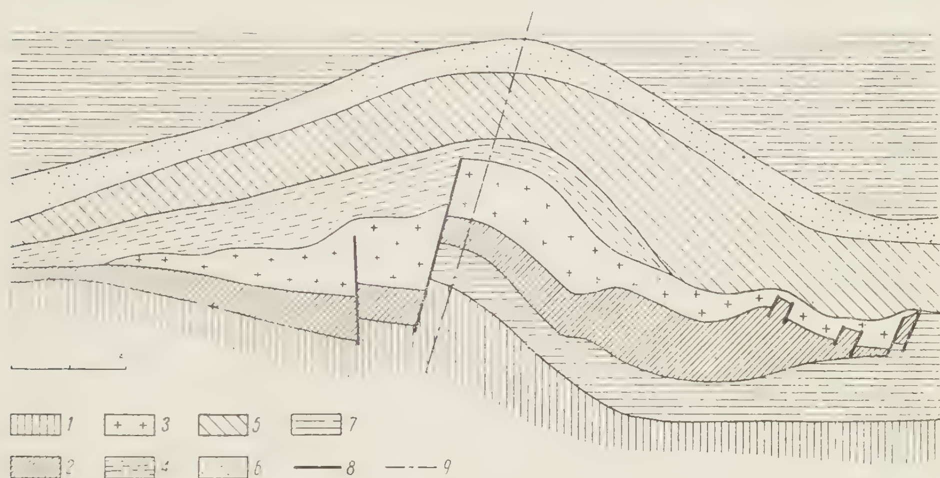


Fig. 2

Mapka geologiczna łuski gnejsów w okolicy Żlebu pod Bobrowiec

1 kajper autochtoniczny, *2* łuska kajpru, *3* łuska gnejsów, *4* kampil, *5* wierchowy środkowy trias, *6* werfen reglowy, *7* reglowy środkowy trias, *8* ważniejsze uskoki, *9* oś Żlebu pod Bobrowiec

Sketch geological map of the gneiss scale in the vicinity of Żleb pod Bobrowiec

1 autochtonic Keuper, *2* Keuper scale, *3* gneiss scale, *4* Campilian, *5* high-tatric Middle Triassic, *6* sub-tatric Werfenian, *7* sub-tatric Middle Triassic, *8* major faults, *9* axis of the Żleb pod Bobrowiec

Trias środkowy

Osady środkowego triasu występują na południowych zboczach Bobrowca w najwyższym wierchowym elemencie tektonicznym, u podstawy nasunięcia reglowego. F. Rabowski (1955) na swej mapie zaznaczył w Żlebie pod Bobrowcem niewielką soczewkę autochtonicznego środkowego triasu pomiędzy werfenem i liasem. Po dokonaniu przekopów okazało się jednak, że utworów środkowego triasu tu nie ma, a występują tu in situ osady kajpru i retyku. Autochtoniczny trias środkowy został, jak sądzi Z. Kotański (1956b), zerodowany w rejonie Doliny Chochołowskiej w górnym triasie. Dostatecznie pewnym dowodem tego jest fakt istnienia w Żlebie przy Przełęczy osadów kajpru leżących bezpośrednio na seisie piaszczysto-łupkowym. Erozja górno-triasowa zniszczyła tu nie tylko osady środkowego triasu, lecz również kampilu i być może nawet część utworów górnego seisu.

Serie środkowego triasu na południowych zboczach Bobrowca zostały przywleczone przez płaszczowinę reglową i silnie zredukowane tektonicznie, co utrudnia ustalenie ścisłej stratygrafii.

Wapienie i dolomity wierchowego środkowego triasu tworzą jednolite pasmo od Przełęczy Bobrowieckiej aż po Kobylarkę (fig. 4). Bardziej na wschód — w Organach — również u podstawy nasunięcia reglowego występuje następna soczewka wierchowego triasu.

Najpełniejsza stratygraficznie seria środkowego triasu odsłania się na Kobylarce. Na ściętej powierzchni liasowych wapieni piaszczystych leżą tu niezgodnie wapienie robaczkowe i dolomity oraz w stropie detrytyczne wapienie dolomitowe z drobnymi ziarnami dolomitowymi, tworzącymi wyraźne warstewki. Jest to niezmiernie charakterystyczna seria najniższego anizyku. Z. Kotański (1956a) pod takimi samymi osadami w wielu jednostkach wierchowych wyróżnia brekcję podstawową stanowiącą spąg anizyku. Ponieważ pod detrytycznymi wapieniami dolomitowymi na Kobylarce brekcji takiej brak, a występują natomiast wapienie robaczkowe i dolomity, zatem cała ta seria jest odwrócona.

Środkowy trias w Żlebie pod Bobrowiec (fig. 1, seria VIII) nie da się ściśle nawiązać do profilu z Kobylarki. Serie te wprawdzie łączą się ze sobą tektonicznie, niemniej jednak w Żlebie pod Bobrowiec wapienie dolomityczne zostały ścięte przez płaszczowinę reglową. Poniżej utworów środkowego triasu leżą tu opisane już utwory dolnego kampilu (seria VII), które należą jednak do innej jednostki tektonicznej.

Dolomity i wapienie robaczkowe leżą bezpośrednio w spągu piaskowców i kwarcytów werfenu reglowego (fig. 1, seria IX). Nad nimi występuje gruba seria reglowych dolomitów triasu środkowego, zaliczona przez K. Guzika (1939) do spągowego elementu reglowego zwanego fałdem Bobrowca. Dolomity te zostały zaznaczone na profilu jako seria X.

Na Małym i Wielkim Kopisku, gdzie serie triasu środkowego są znacznie grubsze niż w Żlebie pod Bobrowiec czy w Żlebie przy Przełęczy, w zwietrzelinie zostały znalezione wapienie z ziarnami dolomitowymi. Pod dolomitami na Małym i Wielkim Kopisku występują wapienie robaczkowe, a niżej — zwłaszcza na zachodzie — dolomity. Osady występujące najniżej są najmłodsze, a więc i tutaj jest to seria odwrócona.

F. Rabowski (1955, 1959) dolomity występujące w stropie wapieni robaczkowych zaliczał do reglowego środkowego triasu. Według niego wierchowy środkowy trias tworzy kilka soczewek odgraniczonych od werfenu reglowego zwartym poziomem dolomitów reglowych. Takie soczewki znaczy F. Rabowski w otoczeniu Żlebu pod Bobrowiec, na Małym Kopisku, Wielkim Kopisku, na Kobylarce i w Organach (w grupie Wielkich Turni Chochołowskich).

W sztucznych odsłonięciach, na granicy wapieni robaczkowych i dolomitów uważanych przez F. Rabowskiego (1955) za reglowe, zostało stwierdzone, że granica ta ma charakter sedymentacyjny a nie tektoniczny. Zatem dolomity występujące w spągu werfenu reglowego w Żlebie pod Bobrowiec należy zaliczyć do wierchowego środkowego triasu. Dopiero granica pomiędzy tymi dolomitami i wyżej leżącymi piaskowcami werfenu ma charakter tektoniczny. Charakter tektoniczny posiada również granica pomiędzy seriami wierchowego środkowego triasu i znajdującymi się w ich spągu osadami niższych jednostek tektonicznych płaszczowiny wierchowej (gnejsy i wapienie piaszczyste liasu). Tam, gdzie wapienie te przesunęły się po twardym podłożu, w niektórych miejscach spągowa część wapieni i dolomitów środkowego triasu została ścięta. Dlatego zapewne F. Rabowski (1955) zaliczając do triasu środkowego jedynie wapienie robaczkowe, serie te zaznaczył w formie niewielkich soczewek. W miejscach, gdzie pod osadami triasu środkowego znajdują się serie bardziej plastyczne, jak np. łupki kampilu w Żlebie pod Bobrowiec, zachowały się przed ścięciem nie tylko wapienie robaczkowe, lecz również leżące pod nimi dolomity.

Trias górny-kajper

Niżej przedstawiona stratygrafia kajpru dotyczy ogniw, które przez dotychczasowych badaczy tego terenu zaliczane były do triasu (Uhlig 1897), bądź do werfenu. Ostatnio jednak F. Rabowski (1959) przy rozważaniach tektonicznych górną część serii autochtonicznej, uprzednio przydzielanej do werfenu (1955), zaliczył do kajpru.

Najpełniejszy profil kajpru autochtonicznego można prześledzić w Żlebie pod Bobrowiec (fig. 1, seria II):

A) Seria utworów piaszczysto-zlepieńcowatych miąższości 28,5 m (warstwy 1-14, fig. 1). Rozpoczynają ją piaskowce kwarcytowe z czarnymi krzemieniami, kwarcami żyłowymi oraz stosunkowo licznymi fragmentami łupków metamorficznych, a rzadziej skaleni. Wyżej znajdują się znów piaskowce, które zawierają otoczaki i okruchy czerwonych mułowców i łupków oraz toczeńce inkrustowane (Bell 1940, Halicki & Grzybek 1958). Nad tymi piaskowcami znajdują się czerwone zlepieńce o spoiwie krzemionkowo-ilastym. Nad nimi leżą gruboziarniste piaskowce i zlepieńce, przechodzące ku górze w kwarcyty bądź piaskowce, które kończą całą dolną serię.

B) Seria piaszczysto-ilasta miąższości 10 m (warstwy 15-19, fig. 1). Rozpoczynają ją czerwone łupki z wkładkami mulastych piaskowców. Nad nimi znajduje się seria zielonych zlepieńców marglowo-kwarcowych.

Otoczaki margli zawierają dużo materiału ilastego i charakterem swym zbliżone są do niektórych łupków dolnej części kampilu. Zlepieńce te ku górze przechodzą w drobnoziarniste piaskowce kwarcytyczne z wkładkami zielonych łupków. Wyżej występujące piaskowce, ku górze są coraz bardziej drobnoziarniste. Rozpoczynają one cykl sedymentacyjny osadów deltowych. Nad nimi występujące serie łupków czerwonych i zielonych charakteryzują się w swych spągowych partiach dużą zawartością materiału żwirowego o warstwowaniu frakcjonalnym.

C) Seria kwarcytów bądź jasnych piaskowców kwarcytycznych z wkładkami żółto-zielonych łupków (warstwy 20-22, fig. 1). Miąższość 3,6 m. Kwarcyty tej serii są silnie zdiagenezowane.

D) Piaskowce kwarcytyczne i zlepieńce (warstwy 23-25, fig. 1). Miąższość serii około 20 m. Piaskowce tej serii tworzą bardzo charakterystyczny próg w Żlebie pod Bobrowiec. Nad kwarcytami i piaskowcami kwarcytycznymi z otoczakami kwarcu żyłowego dochodzącymi do 5 cm leżą zlepieńce o spoiwie krzemionkowo-ilastym i warstwowaniu frakcjonalnym. Kompleks ten zamykają piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty leżące w spągu wapieni retyckich.

Utwory kajpru w Żlebie przy Przełęczy stanowią odpowiednik najniższej serii ze Żlebu pod Bobrowiec, tzn. serii piaskowców i zlepieńców (A). Do tej samej serii należy zaliczyć wychodnie kajpru ze Skorusiego Żlebu. Odsłonięcia kajpru z Jasiorowego Żlebu reprezentują serię B, tzn. serię piaszczysto-ilastą.

Utwory kajpru zaznaczył F. Rabowski (1955) również w spągu gnejsów w otoczeniu Żlebu pod Bobrowiec. Kajper ten stanowi samodzielną łuskę tektoniczną (p. niżej), która spoczywa na utworach kajpru autochtonicznego w Żlebie przy Przełęczy, a na wschód od niego — w otoczeniu Żlebu pod Bobrowiec — na łupkach i zlepieńcach retyku. W samym żlebie i na wschód od niego kajper leży na wapieniach piaszczystych liasu (fig. 2).

Kajper łuski reprezentuje serię C, tzn. serię kwarcytów jasnych z wkładkami żółtych i zielonych łupków. Wydaje się, że osady kajpru tej łuski nie zostały odwrócone — seria ta znajduje się w takim samym układzie jak kajper autochtoniczny (w spągu leżą łupki, a wyżej piaskowce).

Pod względem litologicznym i petrograficznym utwory kajpru pod Bobrowcem są bardzo podobne do utworów kajprowych z Czerwonych Żlebków (Turnau-Morawska 1956) i dolnej części profilu kajpru w Dolince Smytniej (Kotański 1956b, 1959a).

Nad tymi osadami Z. Kotański (1956b) w Dolince Smytniej wyróżnia grubą serię dolomitów. Również na Przełęczy w Kulawcu autor ten (1956b, 1959b) stwierdził istnienie górnego triasu wykształconego w facji klastyczno-dolomitowej.

Na lewych zboczach Doliny Chochołowskiej kajper wykształcony jest w facji klastycznej. Między piaskowcami kajpru a wapieniami retyku istnieje niewielka niezgodność kątowa, która wynosi około 3°. Nie wiadomo więc, czy przedstawiony niżej profil reprezentuje klastyczny karnik i noryk, czy jedynie karnik, gdyż — jak wiadomo (Kotański 1956b) — w Czerwonych Żlebkach oba piętra górnego triasu są wykształcone w facji klastycznej.

Retyk

Utwory zbliżone do retyku reglowego znalazł na południowych zboczach Bobrowca V. Uhlig (1897). F. Rabowski (1925) osady te zaliczył do retyku facji chochołowskiej, a retyk z Czerwonych Żlebków — do facji południowej zwanej facją tomanowską. Pierwsza facja jest facją morską, a druga — jeziorną. W późniejszych pracach F. Rabowski (1954, 1959), w oparciu o określoną przez Horwitza (1921) faunę z dolnej części liasu w Kopieńcu Starorobociańskim, osady retyku zalicza do hettangu. Ostatnio Z. Kotański (1959b) na południowych zboczach Kopieńca Starorobociańskiego stwierdził sedymentacyjne przejście morskich osadów noryku poprzez ewentualny retyk do liasu. W tej pełnej serii osadów morskich musi być zatem reprezentowany również i retyk.

Jak widać z profilu w Żlebie Bobrowieckim (fig. 1, seria III), nad autochtonicznym kajprem leżą wapienie czarne żółto wietrzejące. Stwierdzono, że występują one ciągłym pasmem począwszy od Żlebu pod Bobrowiec na zachodzie po Kopieniec Starorobociański na wschodzie.

Ku górze wapienie ciemne przechodzą w wapienie koralowe. Najprawdopodobniej wskutek dalszego spłycenia zbiornika osady stają się bezwęglanowe (łupki). Wyżej osadzają się ponownie wapienie z koralami, wapienie oolitowe i zlepieńce wapienne. Ku górze wapienie te przechodzą w czarne łupki bezwęglanowe przewarstwione wapieniami krynoidowymi i mułowcami. Nad nimi leżą wapienie oolitowe i wapienie piaszczyste, które należą już do liasu.

Serie retyku ze Skorusiego Żlebu odpowiadają dolnej części retyku ze Żlebu pod Bobrowiec. U dołu występują tu wapienie z oolitami i ciemne wapienie piaszczyste, a wyżej wapienie koralowe z licznymi małżami i algami. Nad tymi osadami występują łupki przewarstwione zlepieńcami i wapieniami krynoidowymi.

Osady retyku na zboczach Kopieńca Starorobociańskiego niewiele różnią się od wyżej opisanych. Na ogół obserwujemy tam znacznie mniejszą ilość łupków.

Lias

Nad osadami retyckimi spoczywa gruba seria liasu ponad 400-metrowej miąższości. Jest to seria obejmująca najprawdopodobniej dolny i środkowy lias. Górny lias został bardzo intensywnie sfałdowany w serii Kominów Tylkowych, co utrudnia ustalenie następstwa warstw. F. Rabowski (1954) miąższość utworów liasowych w masywie Kominów Tylkowych szacuje na 400-600 m. Najprawdopodobniej na zboczach Bobrowca miąższość utworów liasu jest nie mniejsza.

Na podstawie analizy różnych profilów (fig. 1 i 3) wyróżniono następującą kolejność warstw:

1) Seria wapieni piaszczystych i krynoidowych składająca się z czterech zasadniczych ogniw:

a) Wapienie drobnopiaszczyste bez otoczaków dolomitów, przechodzące ku górze w wapienie grubopiaszczyste, zawierające poza otoczakami kwarcu i kwarcytów liczne dolomity i wapienie dolomityczne. Maksymalna miąższość tego ogniwa dochodzi do 20 m. Osady tej serii występują w Żlebie pod Bobrowiec oraz na zboczach Stawiańców.

b) Wapienie piaszczyste i krynoidowe. Rozpoczyna je kompleks wapieni piaszczystych o ziarnach kwarcowych dochodzących do 1 mm. Ku górze gradacja ziaren wzrasta do 2 mm, a miejscami nawet więcej. Nad nimi znajdują się wapienie krynoidowe i wapienie piaszczyste. Miąższość około 70 m. Serie te odsłonięte są na zboczach Małego Kopiska.

c) Następne ogniwo rozpoczynają wapienie piaszczyste o średnicy ziarna dochodzącej do 1 mm. Przechodzą one ku górze w wapienie grubopiaszczyste i zlepieńcowe, z otoczakami dochodzącymi do 4 cm. Wśród otoczaków znalazłem fragment retyckiego wapienia oolitowego, co świadczy o tym, że w dolnym liasie rozmywane były uprzednio osadzone utwory retyckie. Wyżej rozmiary materiału piaszczystego maleją, a dominującym typem litologicznym są piaszczyste wapienie krynoidowe. W warstwach tych można znaleźć źle zachowane belemnity i spiryferyny. Miąższość około 30 m.

d) Zwiększoną ilością materiału klastycznego i nieco odmiennymi cechami charakteryzuje się następny kompleks. Są to jasne wapienie piaszczyste, a wyżej różowe wapienie krynoidowe. Znajdujące się nad nimi szare wapienie piaszczyste posiadają wkładki wapieni krynoido-

wych. Cały ten kompleks o miąższości około 27 m znajduje się na południowych i wschodnich zboczach Małego Kopiska.

2) Następny kompleks zaczyna się zupełnie odmiennymi osadami. Tworzą go czarne wapienie z niewielką ilością materiału piaszczystego. Obok wapieni czarnych dominującym typem skalnym są wapienie krynoidowe. Miąższość kompleksu około 54 m. Ilość materiału klastycznego ku stropowi wzrasta.

3) Następny kompleks reprezentowany jest przez wapienie piaszczyste. Wapienie te pod względem litologicznym przypominają utwory kompleksu pierwszego:

a) U dołu są to wapienie szare grubopiaszczyste. Nad nimi znajdują się różowe wapienie o drobnym materiale piaszczystym. Ku górze rozmiary materiału klastycznego wzrastają. W serii tej występują niewielkie wkładki wapieni krynoidowych. Miąższość około 20 m. Serie te występują na południowych zboczach Wielkiego Kopiska.

b) Wyżej występują wapienie krynoidowe. Nad nimi znajdują się wapienie piaszczyste. Wyżej położone wapienie posiadają wkładki wapieni krynoidowych. U góry znajdują się szare wapienie piaszczyste i krynoidowe. Miąższość około 60 m. Cały ten kompleks występuje na południowych i pd.-wschodnich zboczach Wielkiego Kopiska.

4) Nad nimi występują serie charakteryzujące się występowaniem w pewnych poziomach stratygraficznych rogowców:

a) Piaszczyste wapienie drobnokrystaliczne czerwone i szare. Ku górze przechodzą one w wapienie z czerwonymi rogowcami. W serii tej można spotkać grube płaty wapieni przepojonych krzemionką. Miąższość 18 m.

b) Wapienie drobno- i grubopiaszczyste bez śladów sylifikacji. Miąższość około 20 m.

c) Szare wapienie piaszczyste z jasnymi rogowcami i płatami silnie zsylifikowanych wapieni. Nad nimi leżą czarne wapienie krynoidowe, a wyżej silnie zsylifikowane wapienie z czarnymi płatami rogowców. Ku górze ilość materiału piaszczystego wzrasta. Początkowo maleje ilość rogowców. Wyżej jednak w serii wapieni bardzo słabo piaszczystych rogowce są pospolite. Wśród nich w Żlebie pod Piece znalazłem również spongiolity. Cała seria liczy około 100 m miąższości.

Skały kompleksu 4 występują w otoczeniu Skorusiego Żlebu. Bardziej na wschód występujące serie wapieni piaszczystych i krynoidowych, wapienie z rogowcami reprezentują serie opisane wyżej. Osady te zostały silnie sfałdowane. W otoczeniu wychodni malmu Zawiesistej i pod Wielkimi Turniami Chochołowskimi występują serie liasu górnego i doggeru (wapienie krynoidowe) oraz wapienie malmu (fig. 4).

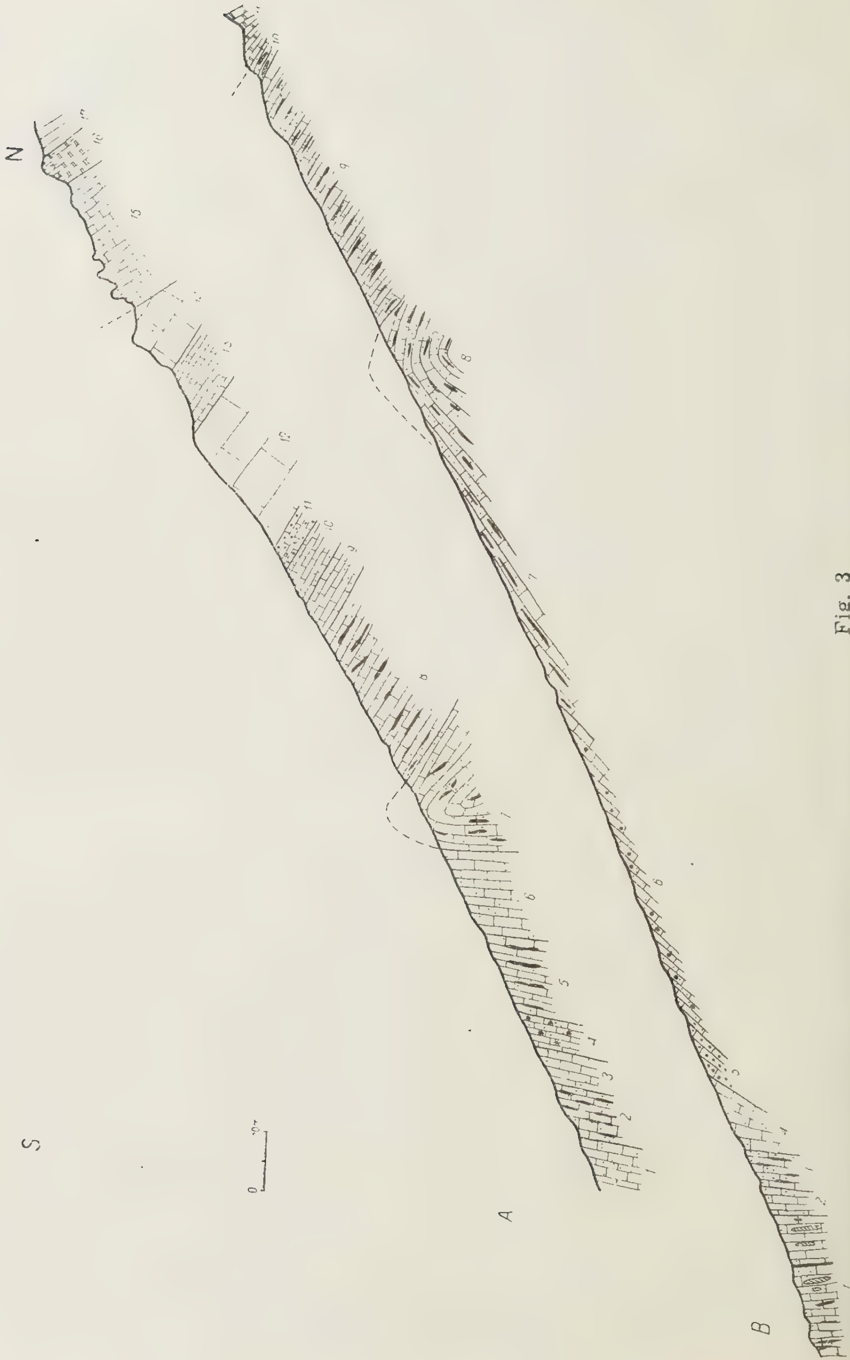


Fig. 3

Lias autochtoniczny: *1* ciemne wapienie piaszczyste, *2* różowe wapienie piaszczyste z czarnymi rogowcami, *3* różowe wapienie piaszczyste i krynoidowe z rzadkimi rogowcami, *4* ciemnoszare wapienie piaszczyste z wkładkami wapieni krynoidowych, *5* ciemnoszare wapienie piaszczyste z czarnymi rogowcami, *6* ciemnoszare wapienie piaszczyste, *7* wapienie piaszczyste z rogowcami tworzące wyraźny skręt antyklinalny, *8* jasnoszare wapienie piaszczyste z rogowcami, *9* różowe warstewkowane wapienie piaszczyste, *10* zbite wapienie piaszczyste, *11* czerwone wapienie gruboziarniste, *12* zbite wapienie drobnopiaszczyste, *13* różowe wapienie piaszczyste, *14* zbite wapienie drobnopiaszczyste. Trias wierchowy porwaku tektonicznego ze spągu płaszczowiny reglowej: *15* wapienie robaczkowe, *16* szare warstewkowane wapienie dolomityczne. Płaszczowina reglowa: *17* piaskowce werfeńskie

B Przekrój przez Żleb pod Piece

Lias autochtoniczny: *1* wapienie słabo piaszczyste z rogowcami typu spongiolitów, *2* ciemnoszare wapienie piaszczyste, *3* szare wapienie piaszczyste z rogowcami *4* ciemne wapienie piaszczyste z ziarnami kwarcu i rzadkimi okruchami dolomitów, *5* szare wapienie zlepieńcowe z otoczakami dolomitu i kwarcu do 5 mm, *6* czarne wapienie krynoidowe i wapienie drobnokrystaliczne słabo piaszczyste z markasytem, *7* czarne piaszczyste wapienie drobnokrystaliczne z soczewkami rogowców, *8* czarne wapienie piaszczyste tworzące wyraźny skręt antyklinalny, *9* wapienie z rogowcami silnie zmienione dynamometamorficznie, *10* wapienie jasnoniebieskie silnie zsylifikowane. Reglowy środkowy trias: *11* szare dolomity

A Geological section through Żleb w Kobylarce

Autochtonic Lias: *1* dark arenaceous limestones, *2* pink arenaceous limestones with black cherts, *3* pink arenaceous limestones and crinoidal limestones with rare cherts, *4* dark-grey arenaceous limestones with an intercalation of crinoidal limestones, *5* dark-grey arenaceous limestones with black cherts, *6* dark-grey arenaceous limestones, *7* arenaceous limestones with cherts forming a distinct anticlinal twist, *8* light grey arenaceous limestones with cherts, *9* pink, laminated, arenaceous limestones, *10* compact arenaceous limestones, *11* red limestones with coarse-grained sand, *12* compact limestones with fine-grained sand, *13* pink arenaceous limestones, *14* compact limestones with fine-grained sand. High-tatric Triassic of the tectonic fragments from the bottom of the sub-tatric nappe: *15* vermicular limestones, *16* grey, laminated dolomitic limestones. Sub-tatric nappe: *17* Werfenian sandstones

B Section through Żleb pod Piece

Autochtonic Lias: *1* slightly arenaceous limestones with cherts of the spongiolite type, *2* dark-grey, arenaceous limestones, *3* grey arenaceous limestones with cherts, *4* dark arenaceous limestones with quartz grains and rare dolomite fragments, *5* grey conglomeratic limestones with dolomite and quartz pebbles up to 5 mm., *6* black crinoidal limestones and fine-crystalline, slightly arenaceous limestones with marcasite, *7* black arenaceous fine-crystalline limestones with chert lenses, *8* black arenaceous limestones constituting a distinct anticlinal twist, *9* limestones with cherts, strongly dynamo-metamorphosed, *10* light-blue, strongly silicified limestones. Sub-tatric Middle Triassic: *11* grey dolomites

TEKTONIKA

Struktura i styl budowy

Spokojna i na ogół monoklinalna w spągu seria osadów spoczywających bezpośrednio na trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich (seria Kominów Tylkowych), w miarę zbliżania się do granicy płaszczowiny wierchowej i reglowej dolnej, wykazuje coraz większe komplikacje tektoniczne i sfałdowania. Fałdy te powstały przed nasunięciem płaszczowiny reglowej dolnej, jak na to wskazują m.in. różnice kątów pomiędzy osiami fałdów w różnych jednostkach tektonicznych.

Na obecność sfałdowań serii wierchowej w lewym zboczu Doliny Chochołowskiej zwracał uwagę F. Rabowski (1933, 1959). Problemy te podnosi również W. Jaroszewski (1958).

Jak wolno sądzić z krótkiej notatki F. Rabowskiego (1933), widział on w grupie Organów-Wielkiej Turni Chochołowskiej-Olejarni-Zawiesistej, a więc tam gdzie wchodzą w grę osady liasu i malmu, niewielkie fałdy obalone. Podobne fałdy rysuje F. Rabowski (1931) w północnych zboczach Kominów Tylkowych.

Poglądy na budowę lewego zbocza Doliny Chochołowskiej znacznie rozszerza F. Rabowski (1955) w czasie przygotowywania mapy geologicznej serii wierchowej Tatr Polskich. Przede wszystkim F. Rabowski (1959) odkrył gnejsy białe podesłane u dołu piaskowcami kajpru w Żlebie pod Bobrowiec. Nad nimi w tym samym Żlebie, na Małym i Wielkim Kopisku, na Kobylarce i w Organach znaczy wszędzie w spągu płaszczowiny reglowej dolnej wapienie wierchowego środkowego triasu. Wapienie te leżą na gnejsach (okolice Żlebu pod Bobrowiec), liasie dolnym (Małe i Wielkie Kopisko), środkowym (Kobylarka) i górnym (Organy).

Sfałdowania opisuje F. Rabowski (1959) również w Żlebie pod Bobrowiec. Ponieważ retyk podścielają piaskowce i zlepieńce kajpru, F. Rabowski wyróżnił tu niewielką dygitację z dobrze rozwiniętym górnym skrzydłem (kajper i retyk) i fragmentem skrzydła brzusznego (kajper spod gnejsów). Brak w skrzydle brzusznym retyku tłumaczy F. Rabowski (1959) wyciśnięciem.

Należy również zauważyć, że F. Rabowski (1959) piaskowce podścielające retyk zaliczył do kajpru, a nie do werfenu, jak to zostało przedstawione na mapie (Rabowski 1955).

Gnejsy występujące w Żlebie pod Bobrowiec F. Rabowski (1959), na podstawie analogii z Twardym Upłazem, zaliczył do fałdu Giewontu a nie do fałdu Czerwonych Wierchów.

Nową interpretację budowy lewego zbocza Doliny Chochołowskiej na wschód od Żlebu pod Piece przedstawił W. Jaroszewski (1958). Wyróż-

Fig. 4

Mapa geologiczna serii wierchowej na południowych zboczach Bobrowca

Seria wierchowa: *1* łuska gnejsów, *2* seis dolny, *3* seis górny, *4* kampil porwaków tektonicznych, *5* trias środkowy porwaków tektonicznych, *6* kajper autochtoniczny, *7* kajper łuski tektonicznej, *8* retyk, *9* lias, *10* malm i neokom, *11* alb. Seria reglowa: *12* trias środkowy i werfen, *13* upady warstw, *14* skręty synklinalne

Geological sketch map of the high-tatric series on the south sides of Mt. Bobrowiec

High-tatric series: *1* gneiss scale, *2* Lower Seis, *3* Upper Seis, *4* Campilian of tectonic fragments, *5* Middle Triassic of tectonic fragments, *6* autochtonic Keuper, *7* Keuper of the tectonic scale, *8* Rhaetic, *9* Lias, *10* Malm and Neocomian, *11* Albian. Sub-tatric series: *12* Middle Triassic and Werfenian, *13* dips of beds, *14* synclinal twists

nił on tutaj fałd, właściwie łuskę Olejarni. Nad fałdem tym spoczywają serie wierchowego triasu środkowego, które według przypuszczeń W. Jaroszewskiego (1958) reprezentują fragment fałdu Czerwonych Wierchów, względnie porwaki tektoniczne płaszczowiny reglowej dolnej, podobne do tych, jakie znane są z pasma Świerkul (Jaroszewski 1957). Malm Zawiesistej w ujęciu W. Jaroszewskiego (1958) znajduje się w pochylonej ku północy synklinie i jest wfałdowany z góry w utwory liasowe.

W 1955 r. na zebraniu Katedry Geologii Ogólnej U.W. dr Z. Kotański i doc. K. Guzik zwracali uwagę, że malm synkliny Zawiesistej można interpretować nie jako normalą synklinę wfałdowaną z góry, lecz jako fałszywą antyklinę wychodzącą z głębi i stanowiącą skręt korzeniowy wyższego, zanurzającego się fałdu. Ujęcie takie było zgodne ze znanymi

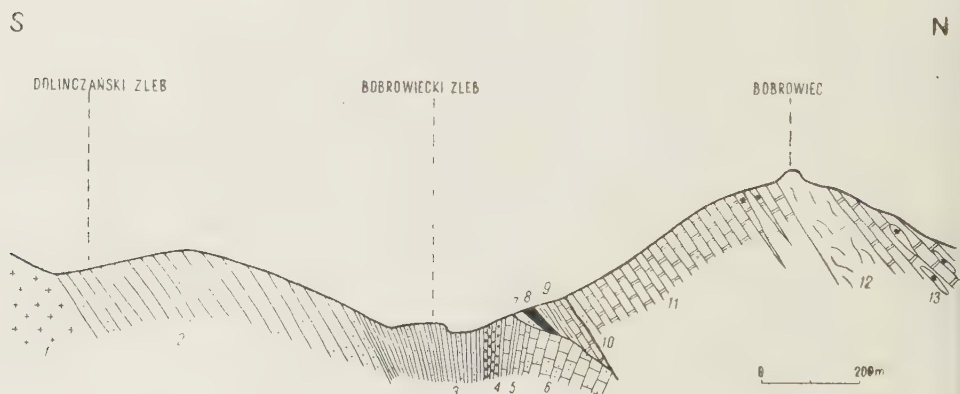


Fig. 5

Syntetyczny profil południowych zboczy Bobrowca na linii Żlebu pod Bobrowiec

1 trzon krystaliczny. Seria wierchowa autochtoniczna: *2* seis dolny, *3* seis górny, *4* kajper, *5* retyk, *6* lias. Łuski wierchowe: *7* łuska kajpru, *8* łuska gnejsów, *9* kampil i trias środkowy w porwaku tektonicznym. Płaszczowina reglowa dolna: *10* werfen. Trias środkowy: *11* dolomity płytowe, *12* dolomity bryłowe, *13* dolomity płytowe z krynoidami

Synthetic section of the south sides of Mt. Bobrowiec along the line of the Żleb pod Bobrowiec

1 crystalline core. Autochtonic high-tatric series: *2* Lower Seis, *3* Upper Seis, *4* Keuper, *5* Rhaetic, *6* Lias. High-tatric scales: *7* Keuper scale, *8* gneiss scale, *9* Campilian and Middle Triassic in a tectonic fragment. Lower sub-tatric nappe: *10* Werfenian. Middle Triassic: *11* platy dolomites with lenses of crinoidal dolomites, *12* block dolomites, *13* platy dolomites with lenses of crinoidal dolomites

mi wówczas faktami, i zostało później potwierdzone przez dalsze zebrane przeze mnie obserwacje.

Badania autora pozwoliły rozpoznać na opisywanym terenie następujące elementy tektoniczne (fig. 5 i 6). Na spągowych seriach monoklinalnie zapadających na północ stwierdziłem istnienie fałdów z zachowanymi skrętami synklinalnymi (korzeniowymi). Najbardziej wyraźnie fałdy te są widoczne na zboczach Kobylarki, Wielkich Turni Chochołowskich i w Olejarni. Najniższy fałd znajduje się pomiędzy Skorusim Żlebem i Żlebem pod Piece. Elementy wyższego fałdu spotykamy w górnej części

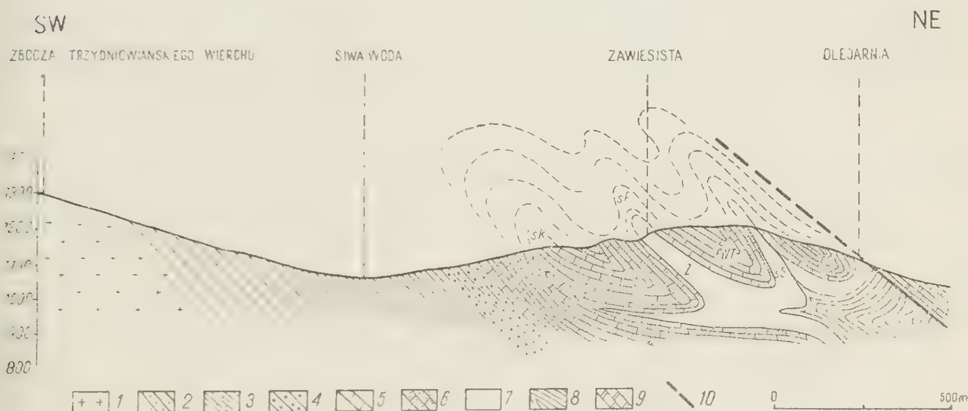


Fig. 6

Profil przez pd.-wschodnie zbocza Bobrowca

1 gnejsy trzonu krystalicznego, *2* piaskowce dolnego seisu, *3* łupki i piaskowce górnego seisu, *4* piaskowce i zlepieńce kajpru, *5* wapienie retyku, *6* wapienie piaszczyste i rogowce liasu, *7* wapienie malmu i neokomu, *8* margle albu, *9* dolomity reglowe środkowego triasu, *10* granica nasunięcia reglowego. Objaśnienia skrótów: *sK* skręt synklinalny Kobylarki, *fK* fałd Kobylarki, *sP* skręt synklinalny Pieców, *Z* synklina Zawiesistej, *fWT* fałd Wielkich Turni Chochołowskich, *sS* skręt synklinalny malmu znad schroniska, *fO* fałd (łuska) Olejarni

Section through south-east sides of Mt. Bobrowiec

1 gneisses of the crystalline core, *2* Lower Seis sandstones, *3* Upper Seis shales and sandstones, *4* Keuper sandstones and conglomerates, *5* Rhaetic limestones, *6* Liassic arenaceous limestones and cherts, *7* Malm and Neocomian limestones, *8* Albian marls, *9* sub-tatric dolomites of the Middle Triassic, *10* boundary of sub-tatric nappe. Legend of abbreviations: *sK* synclinal Kobylarka twist, *fK* Kobylarka fold, *sP* synclinal twist of Piece, *Z* Zawiesista syncline, *fWT* Wielkie Turnie Chochołowskie fold, *sS* synclinal twist of the Malm above the hostel, *fO* Olejarnia fold (scale)

Żlebu pod Piece oraz na zboczach Wielkich Turni Chochołowskich na N od wychodni malmu Zawiesistej. Ku górze, w grupie Olejarni, spotykamy się z wyższym fałdem, w którego budowie biorą udział utwory liasu, doggeru (?) i malmo-neokomu (łuska Olejarni wg Jaroszewskiego, 1958). Wszystko to są sfałdowania w obrębie serii Kominów Tylkowych.

Poza tym na omawianym terenie wyróżniam wyższe elementy tektoniczne, do których należy zaliczyć znajdującą się w Żlebie pod Bobrowiec łuskę kajpru podścielającą wyższą łuskę gnejsów (fig. 5). Wreszcie nad łuską kajpru i łuską gnejsów, a w innych miejscach bezpośrednio na sfałdowanym liasie spotykamy jeszcze wyższe elementy tektoniczne, reprezentowane przez wierchowy trias środkowy. Elementy te są najprawdopodobniej porwakami tektonicznymi płaszczowiny reglowej dolnej.

Skręt synklinalny Kobylarki

Skręt synklinalny Kobylarki jest najlepiej rozwinięty na pd.-zachodnich zboczach Kobylarki. Jak widać z profilu (fig. 3 A), skrzydło północne skrętu synklinalnego zostało u góry częściowo ścięte przez wyżej leżące wapienie wierchowego środkowego triasu. W kierunku wschodnim ścięcie to zaznacza się najlepiej na południowych zboczach Kobylarki. Bardziej na wschód skręt ten przechodzi najprawdopodobniej na północne zbocza Kopieńca Starorobociańskiego, na którym sfałdowania liasu opisywał Z. Kotański (1959a).

Profil południowego skrzydła skrętu synklinalnego Kobylarki rozpoczyna się na prawych zboczach Skorusiego Żlebu na wysokości około 1230 m. Początkowo tworzą go wapienie piaszczyste (najstarsze serie stratygraficznie — warstwy 1-4, fig. 3 A). Wyżej znajdują się wapienie z rogowcami (warstwy młodsze stratygraficznie — warstwy 6-7, fig. 3 A). Ich upady początkowo wynoszą około 80° na S, a następnie stają się pionowe. Bieg warstw waha się w granicach 95°-115°.

Sam skręt synklinalny zbudowany jest z jasnoszarych wapieni z rogowcami, które widoczne są w niewielkim grzbieciku na wysokości około 1270 m. Podłużna oś synkliny ma kierunek około 110°.

Skrzydło północne tej synkliny zbudowane jest w zasadzie z takich samych warstw jak skrzydło południowe. Upady są północne, a ich maksymalna wartość nie przekracza 30°. Różnice litologiczne widoczne na profilu pomiędzy skrzydłem południowym i północnym synkliny są wynikiem silnej dynamometamorfozy wapieni skrzydła północnego.

Na najniższej części północnego skrzydła tej synkliny leżą niezgodnie wapienie robaczkowe i dolomity wierchowego triasu środkowego, których upady dochodzą do 50°. Wapienie te ścinają serie liasu, a niezgodność upadów dochodzi do 20°.

Najdalej na zachodzie elementy tego skrętu spotykamy na lewym zboczu Skorusiego Żlebu. W kierunku wschodnim na zboczach Doliny Chochołowskiej można prześledzić wychodzące spod grubej zwietrzeliny niektóre elementy tej synkliny.

Fałd Kobylarki

Pomiędzy skrętem synklinalnym Kobylarki a skrętem synklinalnym Pieców (fig. 6) znajduje się najniższy fałd w obrębie serii Kominów Tylkowych. Południowe skrzydło tego fałdu jest widoczne w Żlebie w Kobylarce (fig. 3 A), a skrzydło północne w Żlebie pod Piece (fig. 3 B). Fałd ten nazywam fałdem Kobylarki.

Północne skrzydło fałdu Kobylarki zostało silnie ścięte przez porwaki wierchowego środkowego triasu znajdujące się w spągu płaszczowiny reglowej. Maksymalnie ścięcie to zaznacza się na południowych i pd.-wschodnich zboczach Kobylarki (fig. 4).

Fałd Kobylarki jest fałszywą synkliną. Należy przypuszczać, że pod utworami liasu znajdują się głęboko wfałdowane wapienie malmu, jak to zostało przedstawione na figurze 6.

Skręt synklinalny Pieców i jego stosunek do synkliny Zawiesistej

W górnej części Żlebu pod Piece (fig. 3 B) znajduje się wyższy skręt synklinalny, którego południowe skrzydło tworzą wapienie z rogowcami, wapienie piaszczyste i wapienie krynoidowe liasu. W samym skręcie występują wapienie z rogowcami. Serie tworzące skrzydło północne są analogiczne, jednakże w porównaniu ze skrzydłem południowym nieco zredukowane. Skręt ten nazywam skrętem Pieców.

Upady południowego skrzydła są początkowo prawie pionowe lub nieco pochylone na północ (85°), a w miarę zbliżania się do skrętu synklinalnego maleją do 30° na południe. Bieg warstw waha się w granicach 100°-115°. Oś synkliny ma azymut około 115°. W kierunku wschodnim w jej przedłużeniu znajduje się oś wychodni malmu Zawiesistej.

Upady północnego skrzydła skierowane są na północ pod kątem 35°. Skrzydło to u góry ścięte jest przez dolomity reglowego triasu, a niezgodność upadów dochodzi do 15°.

W kierunku zachodnim zaledwie kilkanaście metrów od Żlebu pod Piece północne skrzydło skrętu kryje się pod porwakiem wierchowego środkowego triasu i pod płaszczowiną reglową. W kierunku wschodnim

skręt synklinalny Pieców ma swe przedłużenie w malmie synkliny Zawiesistej; oddalonej od skrętu synklinalnego Pieców zaledwie o 150 m.

W. Jaroszewski (1958) malm Zawiesistej uważa za wstecznie wfałdowany z góry „malmu znad schroniska" w utwory liasowe. Porównanie sytuacji geologicznej w Żlebie pod Piece z sytuacją geologiczną zachodniego krańca wychodni malmu Zawiesistej wskazuje, ze jest to to samo pasmo synklinalne, w którego jądrze występują wapienie malmu Zawiesistej. Mamy więc tu nie normalną synklinę, lecz fałszywą synklinę stanowiącą skręt korzeniowy wyższego fałdu. Malm Zawiesistej łączy się pod utworami liasu z malmem znad schroniska w Dolinie Chochołowskiej. W. Jaroszewski (1958) przyjmował łączność powietrzną tych serii.

Fałd Wielkich Turni Chochołowskich

Elementy tego fałdu widoczne są na pd.-wschodnich zboczach Bobrowca. Jest on ograniczony od południa synkliną malmu Zawiesistej, a od północy synkliną malmu znad schroniska (fig. 4). Fałd ten zbudowany z wapieni zsylifikowanych i wapieni krynoidowych liasu i doggeru oraz występujących pod nimi wapieni malmo-neokomu (fig. 6). Jest on, podobnie jak niżej położony fałd Kobylarki, fałszywą synkliną. Osie podłużne tych dwóch fałdów są do siebie równoległe.

W. Jaroszewski (1958) interpretując wapienie malmu znad schroniska jako normalny nadkład utworów liasowych w stropowej części wstecznie sfałdowany, pomiędzy malmem Zawiesistej i malmem znad schroniska rysował niewielki fałd typu antyklinalnego zbudowany z utworów liasowych.

Synklina malmu znad schroniska

Wychodnie malmo-neokomu znad schroniska w Dolinie Chochołowskiej zostały zaznaczone na mapach F. Rabowskiego (1933) i W. Jaroszewskiego (1958). Według interpretacji W. Jaroszewskiego (1958) jest on normalnym nadkładem leżących bardziej na południe serii liasowych. U góry malm ten ścięty jest wyższym elementem tektonicznym zwanym przez niego łuską Olejarni.

Można przy tym zauważyć, że wapienie liasu otulają wychodnie malmu znad schroniska, co jest doskonale widoczne zwłaszcza przy zachodnim krańcu występowania tych wychodni na zboczach Wielkich Turni Chochołowskich. Wapienie malmu znad schroniska, podobnie jak i wapienie malmu Zawiesistej, wychodzą tu spod spodu i tworzą jądro syn-

kliny (fałszywej antykliny), której kierunek jest równoległy do fałdu Kobylarki i fałdu Wielkich Turni Chochołowskich.

Fałd Olejarni

Element ten znajdujący się na N i NE od malmu znad schroniska, zbudowany z wapieni malmu i znajdujących się nad nimi utworów liasu i doggeru, został wyróżniony przez W. Jaroszewskiego (1958) i zinterpretowany jako skrzydło brzuszne silnie zdeformowanego fałdu leżącego, zwanego fałdem Olejarni.

Wapienie liasu ograniczone od południa malmem znad schroniska i od północo-wschodu malmem Olejarni tworzą najbardziej wysuniętą na północ fałszywą synklinę zwaną fałdem Olejarni. Fałd ten został nieco przesunięty ku północy i dlatego spoczywa on niezgodnie na niżej leżących sfałdowanych marglach albu, tworząc łuskę nazwaną przez W. Jaroszewskiego łuską Olejarni.

Łuska kajpru w Żlebie pod Bobrowiec

Łuska ta jest najniższym elementem tektonicznym z jednostek tektonicznych ścinających opisane wyżej sfałdowania serii Kominów Tylkowych.

Piaskowce i kwarcyty tej serii opisał po raz pierwszy F. Rabowski (1959). Istnienie tych piaskowców pod gnejsami wiąże ten autor z dygitacją w tatrzańskiej serii spągowej. Zgodnie z interpretacją F. Rabowskiego kajper ten reprezentuje skrzydło brzuszne tej dygitacji.

Zebrany ostatnio materiał pozwolił stwierdzić, że interpretacja ta nie jest ścisła.

Utwory kajpru pod względem stratygraficznym odpowiadają serii kajpru autochtonicznego opisanej w Żlebie pod Bobrowiec. Tak jak w tym profilu (fig. 1), są one podesłane czerwonymi i zielonymi łupkami, wyżej natomiast znajduje się seria piaskowców, które posiadają dużo materiału gruboklastycznego. Mamy tu zatem do czynienia z serią normalną, a nie odwróconą, co miałoby miejsce w przypadku gdyby kajper był w skrzydle brzusznym dygitacji.

Kwarcyty i łupki kajpru ścinają różne ogniwa stratygraficzne monokliny spągowej (fig. 2). W Żlebie przy Przełęczy piaskowce te spoczywają na dolnych seriach autochtonicznego kajpru, przy czym zaznacza się tu poważna dyskordancja kątowa dochodząca do 50°. Około 20 m na W od Żlebu pod Bobrowiec kajper leży już na wapieniach koralowych

i zlepieńcach retyku, w samym zaś żlebie, na zboczach Stawiańców kajper ten spoczywa na znacznie młodszych wapieniach piaszczystych liasu niż w Żlebie pod Bobrowiec. Utwory liasu i retyku mają upady pionowe, a czasem pochylone są lekko na N (80°-85°), gdy tymczasem piaskowce kajpru posiadają znacznie mniejsze upady północne (30°). Na całej linii zaznacza się więc poważna dyskordancja, dochodząca do 60°.

Nie może więc to być element wchodzący w skład sfałdowań serii Kominów Tylkowych. Jest to element obcy tektonicznie monoklinie spągowej, który należy uznać za odrębną łuskę tektoniczną. Geneza tej łuski jest bez wątpienia związana z nadległymi gnejsami, w których w czasie szariażu fragment serii kajpru został odkłuty i razem z gnejsami przesunął się na północ. Między piaskowcami kajpru i nadległymi gnejsami jest jednak niewielka różnica upadów (rzędu 15°). Natomiast kierunki przebiegu obu łusek są zgodne.

Łuska gnejsów

Gnejsy w Żlebie pod Bobrowiec odkrył i zinterpretował ich pozycję tektoniczną F. Rabowski (1955, 1959).

Gnejsy mają maksymalną miąższość, dochodzącą do 16 m, w otoczeniu Żlebu pod Bobrowiec. Po dokładnym zbadaniu wychodni gnejsów i przeprowadzeniu robót ziemnych stwierdziłem, że łuska ta ma około 275 m długości (fig. 2). Najdalej na zachodzie stwierdzono ich występowanie około 60 m na E od Żlebu przy Przełęczy. Od tego miejsca miąższość ich wzrasta ku wschodowi, osiągając maksymalną miąższość w Żlebie pod Bobrowiec (16 m), na wschód zaś od tego żlebu znów maleje. Ostatnie wychodnie gnejsów na wschód od żlebu znajdują się nad niewielką skałką kajprową na zboczach Stawiańców, w pobliżu Żlebu w Stawiańcach (pl. XII i XIV, fig. 1).

Na całej długości występowania w spągu gnejsów znajdują się piaskowce i kwarcyty kajpru, na których powierzchni widoczne są bardzo wyraźne powierzchnie ścięć tektonicznych. Ścięcia te wskazują na to, że nawet przy wspólnym szariażu piaskowców i kwarcytów kajpru z gnejsami, gnejsy przesuwały się na północ po zatrzymaniu się kwarcytów kajpru.

U góry gnejsy na całej linii występowania osłonięte są łupkami i szarymi dolomitami dolnego kampilu. Nad nimi dopiero znajdują się serie dolomitów i wapieni robaczkowych. Serie te zapadają pod kątem około 50°, wskazując jednocześnie na to, że gnejsy nie sięgają zbyt głęboko i ścięte są przez wyższe jednostki tektoniczne (fig. 5). Przynależność łuski gnejsowej do którejś z wielkich wierchowych nie została definityw-

nie ustalona. F. Rabowski (1959) wiąże ją z fałdem Giewontu. W. Jaroszewski (1958) wierchowy środkowy trias występujący w spągu płaszczowiny reglowej łączy raczej z fałdem Czerwonych Wierchów. W Żlebie pod Bobrowiec gnejsy znajdują się pod utworami wierchowego środkowego triasu, z czego mogłoby wynikać, że gnejsy te mogą być ewentualnie jądrem niższego fałdu wierchowego — fałdu Świerkul.

Najbardziej prawdopodobny jednak wydaje się wniosek, że gnejsy stanowią samodzielną łuskę oderwaną od podłoża i przesuniętą ku północy po sfałdowaniu jednostki Kominów Tylkowych. Łuski podobnego typu znane są spod Liliowego, z Małej Koszystej (Michalik 1955) i z Szerokiej Jaworzyńskiej. Nie zawsze słuszne jest jednak wiązanie tych łusek z jądrami samodzielnych fałdów, jak to czyni A. Michalik (1955), gdyż prowadzi to do schematyzowania stosunków tektonicznych.

Serię gnejsową ze Żlebu pod Bobrowiec uważam za samodzielną łuskę, gdyż jest ona położona ponad serią Kominów Tylkowych a poniżej porwaków tektonicznych uważanych za odpowiedniki fałdu Czerwonych Wierchów (fig. 5).

Porwaki wierchowe w spągu płaszczowiny reglowej dolnej

Na sfałdowanych utworach liasu, a częściowo również na gnejsach i kwarcytach kajpru, w spągu porwaków wierchowego środkowego triasu istnieje bardzo wyraźna granica ścięcia tektonicznego. Powierzchnia ta szczególnie wyraźnie zaznacza się na szerokich (do 30 m) upłazach na wapieniach liasu na Małym i Wielkim Kopisku (pl. XVI). Silnie ścięte wapienie piaszczyste liasu mają upady dochodzące do 90° i bieg około 115°. Natomiast leżące nad nimi wapienie wierchowego środkowego triasu znajdujące się nad upłazami mają upad około 50°, a bieg 80°-90°. Zaznacza się to więc bardzo wyraźną dyskordancją. Wapienie wierchowe znajdujące się nad tą powierzchnią ścięć mają takie same biegi i upady jak występujące w spągu płaszczowiny reglowej utwory werfeńskie.

Ponieważ ścięciu uległy sfałdowane utworu liasu, a nawet gnejsy i piaskowce łuski kajpru, wobec tego ścięcie to należy wiązać z szariażem płaszczowiny reglowej. Zatem granicę tektoniczna pomiędzy płaszczowiną reglową i wierchową należałoby przyjąć poniżej wapieni i dolomitów wierchowego triasu występujących w spągu płaszczowiny reglowej. Granica stratygraficzna natomiast przebiegałaby nad tymi wapieniami i dolomitami.

Wzdłuż kontaktu stratygraficznego płaszczowiny wierchowej i reglowej występują samodzielne tektonicznie serie, które spoczywają na kajprze, gnejsach i liasie. Serie te reprezentowane są przez dwa wielkie

płaty dolomitów i wapieni robaczkowych wierchowego środkowego triasu. Łączność tektoniczna tych płatów nie budzi wątpliwości.

Zachodni płat ciągnie się od Przełęczy Bobrowieckiej po Kobylarkę, a największą miąższość osiąga na Małym i Wielkim Kopisku (ok. 80 m).

Z największym zróżnicowaniem się serii skalnych w tym płacie spotykamy się w otoczeniu Żlebu pod Bobrowiec (fig. 2). W spągu występuje tu fragment serii dolnego kampilu, którego pozycja tektoniczna nie jest zupełnie jasna. Nie wiadomo bowiem, czy jest jakaś więź tektoniczna tych łupków z seriami wyżej leżącymi. Ponieważ kampil podściela trias środkowy również w miejscach, gdzie nie ma gnejsów (Żleb przy Przełęczy), zaliczono te serie do wyższej jednostki tektonicznej.

Nad kampilem znajdują się dolomity, a nad nimi wapienie ciemne i wapienie robaczkowe oraz — na Kobylarce — seria szarych cukrowatych wapieni dolomitycznych o warstewkowaniu złożonym z ziarenek dolomitu. Wapienie te są niezwykle charakterystycznym poziomem najniższego anizyku (Kotański 1956a). Wszystkie serie skalne występujące pod tym poziomem należy zaliczyć do wyższego anizyku. Wynika z tego, że serie te znajdują się w położeniu odwróconym.

Drugi, mniejszy porwak wapieni triasu wierchowego występujący w Organach (fig. 4) jest bardziej monotonny. Reprezentowany jest jedynie przez wapienie ciemne i wapienie robaczkowe.

Zarówno pierwszy jak i drugi płat wierchowych wapieni i dolomitów znajduje się bezpośrednio w spągu werfeńskich piaskowców reglowych. F. Rabowski (1955) dolomity występujące nad wapieniami robaczkowymi całego płatu zachodniego zaliczał do najniższej jednostki reglowej znajdującej się w spągu fałdu Bobrowca. Po dokonaniu sztucznych odsłonięć stwierdzono, że pomiędzy wapieniami robaczkowymi i nadległymi dolomitami istnieje granica sedymentacyjna a nie tektoniczna. W związku z tym dolomity te należą do triasu środkowego wierchowego. Bardzo wyraźna granica pomiędzy płaszczowiną wierchową i reglową występuje w spągu reglowych werfeńskich piaskowców. Te ostatnie w wielu miejscach zostały wytarte tektonicznie.

Łuski wapieni i dolomitów wierchowego środkowego triasu „dopasowały się" do nadległych utworów reglowych, mając jednakowe biegi i upady. Wielka niezgodność, jaka istnieje pomiędzy wszystkimi niższymi elementami tektonicznymi a tymi wapieniami, zaznacza się szczególnie wyraźnie dzięki obecności opisanych już powierzchni ścięć. Niezgodność ta podkreślona jest również tym, że wielkie fragmenty północnego skrzydła fałdu Kobylarki zostały ścięte. Ścięciu uległa również zapewne i łuska gnejsów. Ponieważ stało się to wtedy, gdy lias serii Kominów Tylkowych był już sfałdowany, wiek tych ścięć musiał się wiązać z szariażem płasz-

czowiny reglowej dolnej, w której spągu znalazły się porwaki wierchowego środkowego triasu.

W. Jaroszewski (1958) wiąże te porwaki z serią Czerwonych Wierchów. Wydaje się, że przypuszczenie to jest słuszne, a utwory te nie mogą pochodzić z serii Kominów Tylkowych, gdyż na obszarze Doliny Chochołowskiej utwory środkowego triasu zostały zerodowane w górnym triasie. Wielkie wyciśnięcia utworów środkowego triasu istnieją na Dudzińcu i Kominach Dudowych, niemniej jednak na terenie Doliny Chochołowskiej, jak wolno sądzić z profilów na Przełęczy w Kulawcu (Kotański 1956a), w Żlebie pod Bobrowiec i w Żlebie przy Przełęczy, wapieni środkowego triasu nie było przed fałdowaniem się tych serii. Przy wyciśnięciach uległyby również zniszczeniu, przynajmniej częściowo, utwory kajpru i retyku. Tymczasem serie te pomiędzy Przełęczą pod Kulawcem i Przełęczą Bobrowiecką nie wykazują najmniejszych objawów wyciśnięć.

Następstwo ruchów

W serii wierchowej całego lewego zbocza Doliny Chochołowskiej zaznacza się bardzo charakterystyczna dwudzielność. Zwrócił już na to uwagę W. Jaroszewski (1958) w oparciu o dane pochodzące z terenów Olejarni, Organów i Zawiesistej.

Początkowo fałdują się osady w obrębie jednostki Kominów Tylkowych. Na zboczach Bobrowca powstało kilka zanurzających się fałdów, przedzielonych fałszywymi antyklinami. Osie tych fałszywych antyklin i fałdów są równoległe do siebie i kryją się kolejno ku zachodowi pod płaszczowinę reglową.

Zaraz po powstaniu sfałdowań w obrębie jednostki Kominów Tylkowych następuje nasunięcie się łuski gnejsów wraz z podścielającą ją łuską kajpru.

Następnie nastąpiło nasunięcie płaszczowiny reglowej, w której spągu zostały przewleczone porwaki tektoniczne wierchowego triasu środkowego fałdu Czerwonych Wierchów. W tym czasie fałd Olejarni został nieco przesunięty do północy i powstała łuska Olejarni.

WNIOSKI

1° Środkowy trias serii Kominów Tylkowych na terenie Doliny Chochołowskiej został zerodowany w czasie górnego triasu.

2° Kajper pod Bobrowcem jest wykształcony jedynie w facji klastycznej, podobnie jak kajper Czerwonych Żlebków.

3° Morski retyk facji chochołowskiej występuje na całych południowych zboczach Bobrowca. Bardziej na wschód osady te łączą się z utworami retyku Kopieńca Starorobociańskiego.

4° Lias serii Kominów Tylkowych jest silnie sfałdowany. Stwierdzono istnienie kilku zanurzających się fałdów przedzielonych fałszywymi antyklinami (korzeniowymi skrętami synklinalnymi). Dolny nazwany jest fałdem Kobylarki, a wyższy fałdem Wielkich Turni Chochołowskich. W jądrze synkliny oddzielającej te dwa fałdy znajduje się malm Zawiesistej. Jądro najwyższej fałszywej antykliny stanowi pasmo malmu znad schroniska. Najwyższym fałdem jest fałd Olejarni.

5° Nad sfałdowanymi utworami serii Kominów Tylkowych znajduje się w Żlebie pod Bobrowiec samodzielna łuska gnejsów podesłana przez łuskę kajpru.

6° Nad wyżej wymienionymi sfałdowaniami oraz łuską kajpru i gnejsów znajdują się porwaki tektoniczne zbudowane z utworów wierchowego środkowego triasu należących zapewne do fałdu Czerwonych Wierchów. znajdujące się u podstawy płaszczowiny reglowej dolnej.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w styczniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

BAREJOWA E. 1956. Zdjęcie geologiczne okolic Bobrowca w Tatrach Zachodnich. Praca magisterska nie publikowana, wykonana w Zakł. Kartowania Geol. U.W. Warszawa.

BELL H. S. 1940. Armored mud balls-their origin, properties and role in sedimentation. — J. Geol., vol. 48. Chicago.

GRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine slides in the Podhale flysch, Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/3. Warszawa.

GUZIK K. 1939. Serie geologiczne na zachód od Dol. Kościeliskiej w Tatrach (Séries subtatriques dans la partie occid. de la Haute Tatra). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 18. Warszawa.

HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (Sur le Lias et le Dogger haut-tatrique de la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

JAROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (On the geology of the Świerkule range in the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. VII/4. Warszawa.

— 1958. Tektonika serii wierchowej na wschodnim zboczu Bobrowca (Tectonics of the high-Tatric series on the eastern slope of Mount Bobrowiec). — Ibidem, vol. VIII/2.

KOTAŃSKI Z. 1955a. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Trias in the Tatra Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, nr 1. Kraków.

— 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. V/3. Warszawa.

— 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VI/1.

— 1956b. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (Stratigraphic and palaeogeographic problems in the high-tatric Keuper). — Ibidem, vol. VI/3.

— 1956c. O triasie wierchowym w Tatrach (The high-tatric Triassic in the Tatra Mts.). — Przegląd Geol., nr 7. Warszawa.

— 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphic sections of the high-tatric series on the West-Tatra Mts.). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

— 1959b. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the Triassic in the high-tatric of the Tatra Mountains (Stratygrafia, sedymentologia i paleogeografia triasu wierchowego w Tatrach). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

KREUTZ S. 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. — Wierchy, vol. VIII. Kraków.

MICHALIK A. 1950. Brzeżna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszystej. — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 61. Warszawa.

— 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série haut-tatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.

PASSENDORFER E. 1951. Trias. Jura. — Reg. Geologia Polski (Praca zbiorowa), t. I, nr 1. Kraków.

RABOWSKI F. 1921. O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le trias haut-tatrique de la Tatra). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. I. Warszawa.

— 1925. Budowa Tatr. Budowa pasma wierchowego (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone haut-tatrique). — Ibidem, t. III.

— 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — Ibidem, t. VI.

— 1933. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Observations géologiques dans le groupe de l'Osobita, Tatra). — Ibidem, t. VII.

— 1954. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra exécuttées en 1938). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

— 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich (Carte géologique de la série haut-tatrique de Tatras Polonais). Wyd. Geol. Warszawa.

— 1959. Serie wierchowe Tatr Zachodnich. (High-tatric series in the West Tatra Mts.). — Prace I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.

SUJKOWSKI Z. 1933. Niektóre spongiolity z Tatr i Karpat (Sur certains spongolithes de la Tatra et des Karpates). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VII, nr 4. Warszawa.

TURNAU-MORAWSKA M. 1947. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline mass). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska Sectio B, vol. III/8. Lublin.

— 1953. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). — Acta Geol. Pol., vol. III/1. Warszawa.
— 1954. Skały osadowe Polski (Petrografia skał osadowych). Wyd. Geol. Warszawa.
— 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfenian beds in Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIII. Kraków.
UHLIG V. 1897. Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akd. Wiss., 64. Wien.
ZEJSZNER L. 1848. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień do nich równoległych. — Biblioteka Warszawska, t. I.

З. ВУЙЦИК

ВЕРХНЕТАТРАНСКИЕ СЕРИИ ЮЖНЫХ СКЛОНОВ БОБРОВЦА (ЗАПАДНЫЕ ТАТРЫ)

(Резюме)

На южных склонах Бобровца в польской части Западных Татр, из под отложений субтатранского (реглевого) покрова, обнажаются толщи пород нескольких единиц верхнетатранской (верховой) единицы. В подошве, непосредственно на кристаллическом массиве Западных Татр находятся отложения единицы Тыльковых Коминов, репрезентированные свитами сейса (песчаники и сланцы), кейпера (песчаники, конгломераты, сланцы), рэта (известняки, содержащие кораллы и пластинчатожаберные, оолитовые известняки, конгломераты и сланцы), нижнего и среднего лейаса (песчаные известняки и известняки с роговиками). Более к востоку, на юго-восточных склонах Бобровца встречаются силифицированные известняки и криноидовые известняки верхнего лейаса, а также известняки доггера, мальмо-неокома и мергели альба.

Отложения кампиля и среднего триаса были эродиованы в период кейпера.

Все вышеупомянутые толщи принадлежат к серии Тыльковых Коминов, лежащей непосредственно на кристаллическом массиве Западных Татр, которая подверглась складчатым движениям. Здесь констатировано несколько ныряющихся складок, разделенных ложными антиклиналями. Первая складка, называемая складкой Кобылярки (фиг. 6), построена из лейасовых известняков. Вторая — называемая складкой Больших Хохоловских Турни (фиг. 6) построена из аргиллитовых лейасовых известняков и мальмовых известняков. Следующая складка, построенная из известняков лейасо-доггера и мальмо-неокома, называется складкой Олеярни.

Над вышеупомянутыми толщами складчатых образований единицы Тыльковых Коминов выступают тектонически высшие единицы верхнетатранской серии. К ним принадлежит дискордантно лежащая на образованиях кейпера, рэта и лейаса, чешуя гнейсов, ниже которой лежит чешуя кварцитовых песчаников кейпера. Эти чешуи являются элементами, не связанными ни с одной из выше лежащих больших складок верхнетатранской серии (Червоных Верхов и Гевонта) и автор считает их самостоятельными чешуями.

Над гнейсами на западе и над складчатыми образованиями лейаса на востоке находятся в подошве субтатранского покрова отложения среднего триаса. Ввиду того, что они срезывают все тектонические элементы верхнетатранской серии, лежащие в их подошве, а падения и простирания их весьма приближены к падениям серии субтатранского покрова, автор рассматривает их как тектонические клиппены субтатранского покрова, принадлежащие к складке Червоных Верхов.

Z. WÓJCIK

HIGH-TATRIC SERIES IN THE SOUTH SIDE OF MT. BOBROWIEC (WESTERN TATRA MOUNTAINS)

(Summary)

ABSTRACT: The autochtonic but folded Kominy Tylkowe series crops out on the south side of Mt. Bobrowiec (Western Tatra), beneath the lower sub-tatric nappe. It is built of Seis sandstones and shales, Keuper conglomerates, sandstones and shales, Rhaetic limestones and shales, Liassic arenaceous limestones and limestones with cherts, and of Malm limestones. The Liassic and Malm-Neocomian deposits are folded and form several plunging folds with preserved synclinal root twists. Above the Lias is the Keuper scale on which rests the gneiss scale occurring among sedimentary rocks. The gneiss scale constitutes an independent tectonic element and is not connected with any of the high-tatric folds. Shattered tectonic high-tatric fragments from the base of the lower sub-tatric nappe, probably belonging to the Czerwone Wierchy fold, occur above the gneisses in the west, above folded Liassic rocks in the east.

Rocks referable to several high-tatric units crop out from beneath the lower sub-tatric nappe on the south side of Mt. Bobrowiec in the Polish sector of Western Tatra. Seis sediments developed in the clastic facies occur lowermost, resting directly on the crystalline Tatra massif. They have a monoclinal N dip. The Seis here is overlain by the Keuper.

Similarly as the Seis the Keuper has developed in the clastic facies (conglomerates, sandstones, siltstones and shales). In Mt. Bobrowiec, as also throughout the slopes of Dolina Chochołowska valley, a stratigraphic gap occurs between sediments of the Seis and those of Keuper age, involving Campilian and Middle Triassic deposits eroded during the Carnian.

A slight angular unconformity is observable between the Keuper sandstones and the overlying Rhaetic limestones. The Rhaetic here has developed in the marine Chochołowska facies. It consists of coral and lamellibranchian limestones, interbedded with shales, conglomerates, oolithic limestones and crinoidal limestones.

Marine conditions prevailed throughout the Rhaetic and Lias in the westernmost part of the Polish Tatra Mountains. Arenaceous limestones start the Lower Liassic sedimentation. In addition to quartz and dolomite, pebbles of oolithic Rhaetic limestones have been encountered in the arenaceous material, indicating erosion on near-by land of Rhaetic sediments. Dolomite fragments are strongly burrowed by lithodomes. Limestones with cherts have sedimented above the arenaceous limestones, probably in a deeper-sea zone.

Rocks of the Uppermost Lias and Dogger were formed within the same sedimentation basin. At the bottom these are arenaceous limestones or calcareous sandstones, also conglomerates with a calcareous matrix, higher up crinoidal limestones occur. Overlying them are nodular limestones and light-grey limestones of Malm-Neocomian age.

All these series belong to the lowermost (Kominy Tylkowe) high-tatric unit resting directly on the crystalline West Tatra core. The Kominy Tylkowe unit is here folded. Several folds, separated by synclinal root twists, are here observable. The Kobylarka fold is the lowermost one. It is built of Upper Liassic arenaceous and crinoidal limestones, also limestones with cherts (fig. 9).

The next fold is that of Wielkie Turnie Chochołowskie. It is delimited from the preceding fold by the syncline of Zawiesista made up of Malm limestones.

The next syncline (false anticline), separating the Wielkie Turnie Chochołowskie fold from the higher Olejarnia fold, is built of Liassic limestones and Malm limestones occuring within the core.

The axes of all these elements are with a direction of about 100°. They plunge westwards beneath the deposits of the lower sub-tatric nappe.

The folds within the Kominy Tylkowe unit indicate the force of the folding movements in the zone adjacent to the crystalline Tatra core

The gneiss scale in the vicinity of Przełęcz Bobrowiecka Pass, is a higher tectonic unit than those reported above. It is underlain by a Keuper scale resting unconformably on Keuper, Rhaetic and Liassic rocks of the Kominy Tylkowe series.

Two major sheets, built of Campilian shales (in the west) and of vermicular limestones and dolomites of the high-tatric Middle Triassic (in the central east), rest unconformably on the folded structures of the Kominy Tylkowe series, or on the Keuper scale and the gneisses. They truncate the bottom folded structures. These series have, together with the lower sub-tatric nappe, been transported from the south as shattered tectonic fragments, most likely previously belonging to the Czerwone Wierchy fold.

Gneisses are not associated with the fold structures in the Kominy Tylkowe series. They are truncated by the overlying tectonic fragments, probably referable to the Czerwone Wierchy fold. Hence, the gneiss scale constitutes an independent tectonic unit.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, January 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XI-XVI

DESCRIPTION OF PLATES XI-XVI

PL. XI

Fig. 1

Bobrowiec. Widok spod Jarząbczego Wierchu. *W* seria wierchowa, *R* płaszczowina reglowa

Fot. K. Guzik

Mt. Bobrowiec. View from Jarząbczy Peak. *W* high-tatric series, *R* sub-tatric nappe

Fig. 2

Bobrowiec. Widok spod Przełęczy Iwaniackiej. *W* seria wierchowa, *R* płaszczowina reglowa

Fot. K. Guzik

Mt. Bobrowiec. View from Iwaniacka Pass. *W* high-tatric series, *R* sub-tatric nappe

PL. XII

Bobrowiec. Widok znad Dolinczańskiego Żlebu. *R* płaszczowina reglowa. Seria wierchowa: *P* porwaki tektoniczne w spągu płaszczowiny reglowej, *G* łuska gnejsów, *K* łuska kajpru, *L* lias, *Lr* retyk, *Ka* kajper autochtoniczny, *S* seis górny

Fot. K. Guzik

Mt. Bobrowiec. View from Dolinczański Gully. *R* sub-tatric nappe. High-tatric series: *P* tectonic fragments at the base of sub-tatric nappe, *G* gneiss scale, *K* Keuper scale, *L* Lias, *Lr* Rhaetic, *Ka* autochtonic Keuper, *S* Upper Seis

PL. XIII

Wielkie Kopisko i Kobylarka. Widok z Dolinczańskiego Żlebu. *R* płaszczowina reglowa, *P* porwaki tektoniczne w spągu płaszczowiny reglowej, *L* lias, *Lr* retyk, *Ka* kajper autochtoniczny, *S* seis górny

Fot. K. Guzik

Mts. Wielkie Kopisko and Kobylarka. View from Dolinczański Gully. *R* sub-tatric nappe, *P* tectonic fragments at base of sub-tatric nappe, *L* Lias, *Lr* Rhaetic, *Ka* autochtonic Keuper, *S* Upper Seis

PL. XIV

Fig. 1

Żleb pod Bobrowiec

Objaśnienia jak na pl. XII

Fot. Z. Wójcik

Pod Bobrowiec Gully

Explanations as in pl. XII

Fig. 2

Widok od południa na Skorusi Żleb

Objaśnienia jak na pl. XII

Fot. Z. Wójcik

Skorusi Gully viewed from the south

Explanations as in pl. XII

PL. XV

Fig. 1

Kobylarka. Skałka wapieni piaszczystych odwróconego skrzydła fałdu Kobylarki

Fot. Z. Wójcik

Mt. Kobylarka. Arenaceous limestone wall from the overturned limb of the Kobylarka fold

Fig. 2

Zbocza Hrubego, Piece i Żleb pod Piece. *R* trias płaszczowiny reglowej, *P* porwaki wierchowe (trias środkowy) w spągu płaszczowiny reglowej, *L* lias, *M* malm

Fot. Z. Wójcik

Sides of Mt. Hruby, Mt. Piece and Pod Piece Gully. *R* Triassic of sub-tatric nappe, *P* high-tatric fragments (Middle Triassic) at base of sub-tatric nappe, *L* Lias, *M* Malm

PL. XVI

Fig. 1

Nasunięcie wierchowego środkowego triasu (*T*), należącego do pasma porwaków tektonicznych ze spągu płaszczowiny reglowej, na lias fałdu Kobylarki (*L*) we wschodniej części Kobylarki

Fot. Z. Wójcik

Overthrust of the high-tatric Middle Triassic (*T*), belonging to a belt of tectonic fragments from the base of the sub-tatric nappe, onto the Lias of the Kobylarka fold (*L*) in the eastern portion of Mt. Kobylarka

Fig. 2

Upłaz na Wielkim Kopisku, zbudowany z piaskowców liasowych. Nad nim blokowisko wapieni wierchowego środkowego triasu porwaków tektonicznych ze spągu płaszczowiny reglowej. Widoczna jest płaszczyzna ścięcia tektonicznego na płaskiej powierzchni upłazu

Fot. Z. Wójcik

Ledge on Mt. Wielkie Kopisko built of Liassic sandstones. Overlying it are piled up limestone blocks of the high-tatric Middle Triassic belonging to tectonic fragments from the base of the sub-tatric nappe. Note plane of tectonic truncation on the flat surface of the ledge



Fig. 1



Fig. 2


Mnichy Chochołowskie
Bobrowiec
Przełęcz Bobrowiecka
Żleb pod Bobrowiec
Żleb przy Przełęczy


Mnichy Chochołowskie
Kobylarka
Dudziniec
Przełęcz w Kulawcu
Kulawiec
Kopieniec
Polana Chochołowska


Bobrowiec
Mnichy Chochołowskie
Żleb pod Bobrowiec
Żleb w Sławiańcach
Sławiańce
Ka

Fig. 1


Bobrowiec
Mnichy Chochołowskie
Wielkie Kopisko
Żleb w Kobylarce
Kobylarka
Skorusi Żleb

Fig. 2



Fig. 1

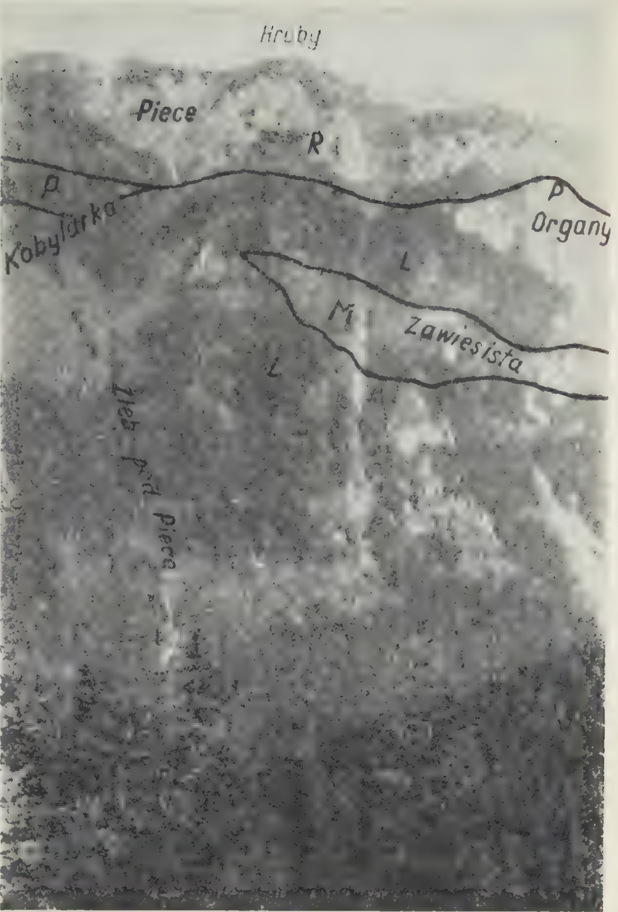

Hruby
Piece
R
P
Organy
P
Kobylarka
L
M
Zawiesista
L
Żleb pod Piece

Fig. 2



Fig. 1

Fig. 2

KAZIMIERZ GUZIK i WANDA JACZYNOWSKA

Uwagi o morfogenezie „trójkąta zakopiańskiego" w Kotlinie Zakopiańskiej

STRESZCZENIE: Badania w zachodniej części Kotliny Zakopiańskiej pozwoliły na rekonstrukcję starych przepływów potoków Cichej Wody, Młynisk (Strążyskiego), Białego i Bystrej, oraz rzecznej akumulacji czwartorzędowej.

W tej części Kotliny Zakopiańskiej (w „trójkącie zakopiańskim") występują ślady starszego zasypania z pierwszego stadiału ostatniego zlodowacenia, a także zrekonstruowane w terenie i na zdjęciach lotniczych fazy erozji z interstadiału oryniackiego.

Najmłodszy „stożek zakopiański" potoków Bystrej, Białego i Młynisk (Strążyskiego) został usypany w czasie od okresu pooryniackiego do starszego holocenu.

WSTĘP

Obszar, który jest przedmiotem niniejszego opracowania, nosi w literaturze nazwę „trójkąta zakopiańskiego" (Halicki 1930). Stanowi on część Kotliny Zakopiańskiej i zamknięty jest od E wzgórzami Bystrego — Antołówki, od N i NW doliną potoku Cicha Woda, a od S morfologicznym załamaniem stoków regli zakopiańskich od wylotu Doliny Małej Łąki do wylotu Doliny Bystrej.

Teren ten był w 1956 r. przedmiotem szczegółowego zdjęcia geologicznego W. Jaczynowskiej, wykonanego w związku z wydawaną przez Instytut Geologiczny „Mapą Geologiczną Tatr Polskich" w skali 1 : 10000. W czasie wykonywania zdjęcia W. Jaczynowska poczyniła szereg obserwacji nad jego morfologią, które to obserwacje dokonane w terenie a następnie na fotogramach lotniczych, skłoniły ją do przyjęcia roboczej hipotezy, nieco inaczej tłumaczącej morfogenezę „trójkąta zakopiańskiego", niż to przyjmuje się na podstawie prac E. Romera (1929) i B. Halickiego (1930) oraz innych autorów.

W latach 1956 i 1957 przeprowadziliśmy wspólnie rewizję terenową omówionych poniżej faktów, które stały się podstawą do przyjęcia przedstawionych tu poglądów o morfogenezie tej części Kotliny Zakopiańskiej.

Jak to zauważył E. Romer (1929), obszar nazwany później przez B. Halickiego *„trójkątem zakopiańskim"*, wykazuje w obrębie Kotliny Zakopiańskiej poważne anomalie morfologiczne, polegające głównie na tym, że hipsometryczne i morfologiczne odpowiedniki żwirowego poziomu Antołówki (H) oraz Bystrego (H-1), a więc takie wzgórza „trójkąta zakopiańskiego" jak Walczacki i Gąsienicowy Wierch, Buńdówki i Krzeptówki oraz inne pomniejsze, są pokryte bardzo zubożałymi żwirami. Jako dalszą anomalię podnosi E. Romer (1927, 1929) fakt, że względne wysokości wysoczyzn zasypania (zwłaszcza H) nad potokami dziś erodującymi, znacznie wzrastają od zachodu ku wschodowi. Anomalie te tłumaczy E. Romer a za nim B. Halicki (1930) młodymi ruchami tektonicznymi, bardziej intensywnymi we wschodniej części Kotliny Zakopiańskiej.

Obaj autorzy, przyjmując nierównomierność wypiętrzania tektonicznego widzą dowód jego istnienia w tym, że umożliwia ono porównanie ustalonego schematu faz akumulacji plejstoceńskiej obszarów na E od Antołówki — Bystrego ze stosunkami morfologicznymi wzgórz „trójkąta zakopiańskiego", które to stosunki trudno uporządkować wedle schematu ustalonego na wschodnich obszarach Kotliny Zakopiańskiej, a także na innych obszarach tatrzańskich.

Nie negując w ogóle istnienia tutaj młodych ruchów wypiętrzających, nie możemy zgodzić się na tak aprioryczne ich uznanie za główny czynnik morfogenetyczny „trójkąta zakopiańskiego".

Niezależnie od tego zastrzeżenia podnieść należy dalsze, również raczej metodyczne niż merytoryczne obiekcje. Przyjmuje się mianowicie w rozważaniach morfologicznych i morfogenetycznych, że zgodność pionowego następstwa faz akumulacyjnych i erozyjnych na porównywanych profilach czy też obszarach upoważnia do wniosków dotyczących względnego wieku tych faz i ich czasowej równoważności. B. Halicki określa warunki geologiczne i morfologiczne stosowania takiego schematu przy porównywaniu genetycznym i wiekowym morfologii i geologii plejstocenu tatrzańskiego (1930 — uwagi wstępne, oraz dyskusja nad przetrwałością i ubożeniem pokryw żwirowych w pracach z 1948 r.).

ŚLADY STARYCH PODCIĘĆ EROZYJNYCH W KOTLINIE ZAKOPIAŃSKIEJ

Przy analizie zjawisk morfologicznych „trójkąta zakopiańskiego" zastosowaliśmy metodę śledzenia i rekonstrukcji etapów erozji i akumulacji. Wychodziliśmy z ważnego — naszym zdaniem — stwierdzenia W. Jaczynowskiej, że powierzchnia erozyjna fliszu podhalańskiego pod osadami stożka zakopiańskiego (H-2 E. Romera, III B. Halickiego) prze-

:hodzi bezpośrednio w system tarasów erozyjnych potoku Cichej Wody jego dopływów. Formy takie można np. prześledzić powyżej ujścia ɔotoku Młyniska (Strążyskiego) do Cichej Wody.

O tym systemie słów kilka. Zachodnie wzgórza „trójkąta zakopiańskiego", występujące między potokami Cicha Woda i Młyniska (Strążyski) ı północną granicą regli zakopiańskich od wylotu Doliny Strążyskiej do vylotu Doliny Małej Łąki, przedstawiają się jako zaokraglone wyniesienia ıad dolinami kilku pomniejszych prawobocznych dopływów Cichej Wody.

Już B. Halicki (1930) zwrócił uwagę, że potok Krzeptówki płynie starym korytem z końca okresu II. — korytem, którego przebieg nie pokrywa się z systemem tarasowo-dolinnym obecnej Cichej Wody, oraz zwraca uwagę na to, że połączone potoki dolinek za Bramką i Suchego Żlebu spływały formą dolinną, wykształconą na południe od Gąsienicowego Wierchu.

Szczegółowe zdjęcie wszystkich form morfologicznych omawianego erenu, jak również analiza stereofotogramów lotniczych omawianego teenu wykazała, że wszystkie niemal formy morfologiczne, związane omawianym odcinkiem „trójkąta zakopiańskiego", dadzą się związać v system erozyjny potoku Cichej Wody, Strążyskiego i innych pomniejzych. Okazało się dalej, iż cały ten system przedstawia fazy płynięcia erozji wymienionych potoków, zamykającej się w okresie między starzą akumulacją, której pozostałości w formie lokalnych żwirowisk resiualnych znajdują się pod reglami od Doliny Małej Łąki do Doliny Białeo, a młodszą (w ogóle najmłodszą fluwioglacjalną) akumulacją stożka akopiańskiego.

System ten jest przedstawiony na figurach 2 i 3 w sposób schematyczny, zależnie od czytelności form morfologicznych na stereofotograıach lotniczych i w terenie. Czytelność ta jest zresztą różna, zależna jednej strony od kolejnego nakładania się etapów i faz erozyjnych, od rocesów wietrzenia prowadzących do niwelowania krawędzi erozyjych zbudowanych tutaj z miękkich warstw zakopiańskich fliszu podhaıńskiego, a w końcu od maskującej działalności szaty roślinnej i działalności człowieka.

W modelu przestrzennym stereofotogramów lotniczych szczególnie obrze widoczne są jednak niektóre, zwłaszcza młodsze, kolejne fazy płyięcia i erozji.

Do najbardziej czytelnych form starych przepływów potoku Cichej Vody, widocznych także bezpośrednio w terenie (porównaj Halicki, 1930) ależy wspomniana wyżej płytka i szeroka dolina ciągnąca się wzdłuż zosy do Zakopanego, od wylotu Doliny Małej Łąki. W dolinę tę wciął ę wstecznie od Cichej Wody potok Krzeptowski.

Na przestrzennym modelu zdjęć lotniczych można prześledzić jej dalszy przebieg przedstawiony w sposób uproszczony na figurze 2. Na Krzeptówkach przechodzi ona mianowicie z południowej na północną stronę szosy, tworzy tam meander, wraca następnie na południową stronę szosy i przebiega dalej przez Skibówki pod Gąsienicowy Wierch, a w końcu wychodzi w powietrze nad tarasem stożka zakopiańskiego.

W następnym etapie płynięcia (fig. 3) Cicha Woda, ześlizgując się ogólnie pod Gubałówkę, utworzyła nową rynnę. Obserwuje się w niej lepiej zachowane meandrowanie, a oś dolinna przybliża się do dzisiejszego przebiegu. Jedna z form meandrowych, która może być na pierwszy rzut oka interpretowana jako nisza zsuwowa, zachowała się w kącie między drogą, wiodącą z ulicy Kościeliskiej na Krzeptówkach na Sobiczkową, a Doliną Cichej Wody. Z formą tą łączą się dobrze widoczne na fotogrametrycznym modelu przestrzennym trzy zakola meandrowe. Jak widzimy, oś dolinna Cichej Wody przekracza też jej obecny nurt, tworzy na lewym zboczu dzisiejszym Doliny Cichej Wody meander, wraca na prawe dzisiejsze zbocze i przebiega po północnych stokach Gąsienicowego Wierchu.

Jako ważną okoliczność podkreślić należy, że dno tej właśnie fazy płynięcia Cichej Wody tworzy platformę erozyjną, łączącą się bezpośrednio z platformą, na której leży pokrywa stożka zakopiańskiego, o czym była wyżej mowa [1].

Na przestrzennym modelu zdjęć lotniczych z omawianego terenu widać takich form więcej, przy czym widoczne są wszystkie formy dolinne, podane przez dawniejszych autorów.

Syntetyczne powiązanie wszystkich form, ujawnionych w wyniku analizy zdjęć lotniczych, szczegółowych zdjęć geologicznych i terenowej kontroli rezultatów analizy zdjęć lotniczych, poparte zostało jeszcze jedną ważną obserwacją terenową. W. Jaczynowska zauważyła mianowicie, że niemal wszystkie dobrze czytelne formy wyrównanych den dolinnych są pokryte przez cienkie torfowiska lub „przytorfy" (trafnie zastosowane przez prof. S. Sokołowskiego określenie słabo rozwiniętych torfowisk zasypywanych częściowo drobnoziarnistymi, powodziowymi namułami rzecznymi).

Niemniej jednak, przedstawiona przez nas rekonstrukcja posiada miejscami charakter prowizoryczny i budzi zastrzeżenia, jak to sugerujemy znakami zapytania na figurze 2 i 3.

---

[1] Podobną interpretację rozwoju Cichej Wody przyjmowała Stanisława Guzik która w czasie szczegółowego kartowania obszarów, bezpośrednio sąsiadujących od N, NW i W, dla wspomnianej Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10000 również zauważyła występowanie starych zrównań i meandrów erozyjnych potoku Cichej Wody, a także innych potoków, jednak już z dorzecza Kirowej Wody (wiadomość ustna).

Szczególnie nie mamy pewności, czy istotnie w fazie II, na jej pierwszym i drugim etapie rozwoju (por. fig. 2) potok Młyniska (Strążyski) płynął ku zachodowi, tworząc szerokie zakole, kierujące się następnie ku N.

Znane zatorfione, szerokie obniżenie między Walczackim Wierchem a reglami na zachód od wylotu Doliny Strążyskiej, dobrze czytelne bezpośrednio w terenie, skłoniło nas do takiej interpretacji przepływu, potwierdzonej na ogół analizą zdjęć lotniczych.

Analiza ta polegała wyłącznie na odczytaniu geomorfologicznej treści modelu przestrzennego, obserwowanego pod stereoskopem na zdjęciach lotniczych. Posługując się odpowiednimi metodami fotogrametrycznymi można by obliczyć ze zdjęć lotniczych (z ich modelu przestrzennego) takie wartości, jak spadek zaobserwowanych starszych przepływów, nachylenie zboczy erozyjnych i porównać te wartości dla kolejnych przepływów.

Takiego opracowania na razie nie mogliśmy dokonać, gdyż fotogrametryczny materiał lotniczy nie jest wykonany w dostatecznej skali. W następnej fazie opracowań mamy zamiar uzupełnić ten brak.

Wspomniane wyżej obserwacje E. Romera i B. Halickiego, że zachodnie wzgórza „trójkąta zakopiańskiego" pozbawione są wyraźnych, pełnych akumulacyjnych pokryw H, H-1 (I oraz II), zostały przez nas potwierdzone. Doszliśmy ponadto do wniosku, że w ramach dokonanej rekonstrukcji starych przepływów (szczególnie na „wzgórzowym" — zachodnim odcinku „trójkąta zakopiańskiego") mieści się wyjaśnienie tej „anomalii" E. Romera, o której była wyżej mowa. W świetle mianowicie tej rekonstrukcji widać, że zarówno erozja potoków, jak i związana z nią denudacja, musiały doprowadzić tutaj do wymiecenia zwartej, starszej pokrywy fluwioglacjalnej, do przeniesienia jej do nurtu Cichej Wody, Białego Dunajca oraz do częściowego dosypania tego materiału do stożków najmłodszego etapu fluwioglacjalnego (np. do stożka potoku Młyniska, zasadniczo zbudowanego z materiału reglowego).

Na takich oszczędzanych częściowo przez erozję wzgórzach, jak Walczacki Wierch, pozostały jednak bardziej zwarte pokrywy residualne, oraz strzępy residualne tuż pod reglami, jak również pojedyncze większe bloki na całym terenie.

Nadmienić tu należy, że obecnie występujące pojedyncze bloki residualne są ostatnimi, które pozostały skutkiem niszczącej działalności człowieka. Natomiast część drobnego żwiru, rozsypanego na polach ornych, jest pochodzenia antropogenicznego i jest przywieziona wraz z obornikiem.

WIEK ZREKONSTRUOWANEGO SYSTEMU EROZJI

Należy obecnie wyjaśnić, jakiemu okresowi plejstocenu odpowiada zrekonstruowany system erozji.

Z systemem tym nie łączy się żadna poważniejsza faza akumulacyjna. Ostatni etap tej erozji doprowadził do powstania szerokich den dolinnych, ścinających flisz podhalański. Takie dna potoków Bystrej, Białego i Młynisk (Strążyskiego) zostały następnie zasypane osadami najmłodszymi stożka zakopiańskiego.

Podkreślić natomiast należy, że omawiany system form erozyjnych stanowi całość, nieprzerwaną dziś widocznymi okresami akumulacyjnymi, przynajmniej na zachodnim pagórkowatym odcinku „trójkąta zakopiańskiego". Erozja ta atakowała wszystkie starsze od siebie osady i pozostawiła tylko lokalnie strzępy starszych pokryw — te mianowicie, które B. Halicki zalicza do zasypania z okresu I i II.

Jeśli stożek zakopiański lokujemy w ostatnim glacjale (H-2, III) wówczas opisywana tu faza erozyjna musiała albo trwać od glacjału H (I) do interglacjału H-1 H-2 (II III), lub odbywała się co najmniej w ciągu ostatniego interglacjału.

Pierwsze przypuszczenie jest trudne do przyjęcia. W tym bowiem przypadku należałoby przyjąć, że w ciągu niemal całego okresu plejstoceńskiego zlodowacenia tatrzańskiego, na odcinku zachodnim „trójkąta zakopiańskiego" istniała tylko erozja, podczas gdy na całym terenie Kotliny Zakopiańskiej i w jej sąsiedztwie następowały po sobie etapy erozji i akumulacji. Podkreślić przy tym należy, że erozja ta byłaby w ciągu tak długiego czasu właśnie na tym odcinku kotliny bardzo słaba, co wynika ze stosunkowo niewielkich różnic wysokościowych między jej najstarszymi i najmłodszymi pozostałościami w formie starych przepływów.

Drugie przypuszczenie jest bardziej prawdopodobne. Odniesienie omawianego cyklu erozyjnego do ostatniego interglacjału narzuca jednak również konieczność przyjęcia, że omawiana erozja zachodniej części „trójkąta zakopiańskiego" trwała nie tylko przez ostatni interglacjał, lecz także przez cały ostatni glacjał.

Jako najprawdopodobniejszą koncepcję przyjęliśmy, że okres erozji na terenie „trójkąta zakopiańskiego", ten mianowicie, który kończy się wytworzeniem den dolinnych, na które następnie sypie się stożek zakopiański (potoków Bystrej, Białego i Młynisk), jest wieku oryniackiego. Stożek zaś zakopiański został usypany w okresie po oryniackim interstadiale.

Za taką interpretacją wieku stożka zakopiańskiego przemawia bez-

pośredni związek tego stożka (ściślej stożka Bystrej) z morenami Doliny Bystrej, z tymi mianowicie, od których zaczęła się ostateczna recesja ostatniego zlodowacenia.

Przeciw tej koncepcji mogłoby przemawiać opisane przez E. Romera i B. Halickiego występowanie w spągowych partiach stożka Bystrego grubego materiału fluwioglacjalnego, przemieszanego z gliną zwietrzelinową z fliszu podhalańskiego. Jednak i ten argument nie wydaje się nam istotny. Fluwioglacjał stożka zakopiańskiego został prawdopodobnie osadzony w stadiale pooryniackim, w okresie zakończonym maksymalnym zasięgiem moren czołowych ostatniego zlodowacenia.

Przedstawiona (fig. 1-4) interpretacja morfologicznego rozwoju części Kotliny Zakopiańskiej przyjmuje założenie, że w pierwszej fazie glacjalnej (stadiał Leszna?) ostatniego zlodowacenia następuje zasypanie „trójkąta zakopiańskiego" (fig. 1); w okresie interstadiału oryniackiego odbywają się fazy erozji (fig. 2, 3), zaś w okresie pooryniackim — sypanie stożka zakopiańskiego (fig. 3).

Na figurze 4 przedstawiona jest współczesna erozja na terenie „trójkąta zakopiańskiego".

Jak widać z figur 2 i 3 przyjmujemy, że potoki Bystrej i Białego ścinały przez cały okres oryniacki obszar między zboczami Antołówki, a ogólnie biorąc, wschodnimi stokami Wilcznika — Żywczańskiego, podczas gdy pozostałe zachodnie potoki „trójkąta zakopiańskiego" erodowały w bardziej urozmaicony sposób (ściślej: pozostawiły bardziej urozmaiconą morfologię erozyjną).

Jako decydującą przyczynę takiego zachowania się zwłaszcza potoku Bystrej, uważamy wielkość zlewni tego potoku wielokrotnie większą (i hydrograficznie aktywniejszą) od zlewni pozostałych potoków, łącznie z potokiem Małej Łąki.

Zwrócić należy ponadto uwagę na okoliczność, że poważny rozwój na Kozińcu „piaskowca kozinieckiego" (Gołąb 1950) oraz większe spiaszczenie warstw zakopiańskich na E od Antołówki, odegrały również rolę w erodowaniu tej części fliszu podhalańskiego, którą atakowała erozja Bystrej.

Największe zastrzeżenie może budzić w naszym schemacie stosunek „pierwszego zasypania" (fig. 1) do znanych poziomów: Antołówki (H. I) i Bystrego (H-1, II).

Jak widać z figury 1 skłonni jesteśmy przyjąć, że wysokość zasypania jest znaczna i niemal osiąga hipsometrycznie wysokość zasypania antołowskiego, a sięga do wysokości zasypania Bystrego — Pardołówki, jak również zasypania, stwierdzonego przez poprzednich autorów w okolicy wylotu Małej Łąki.

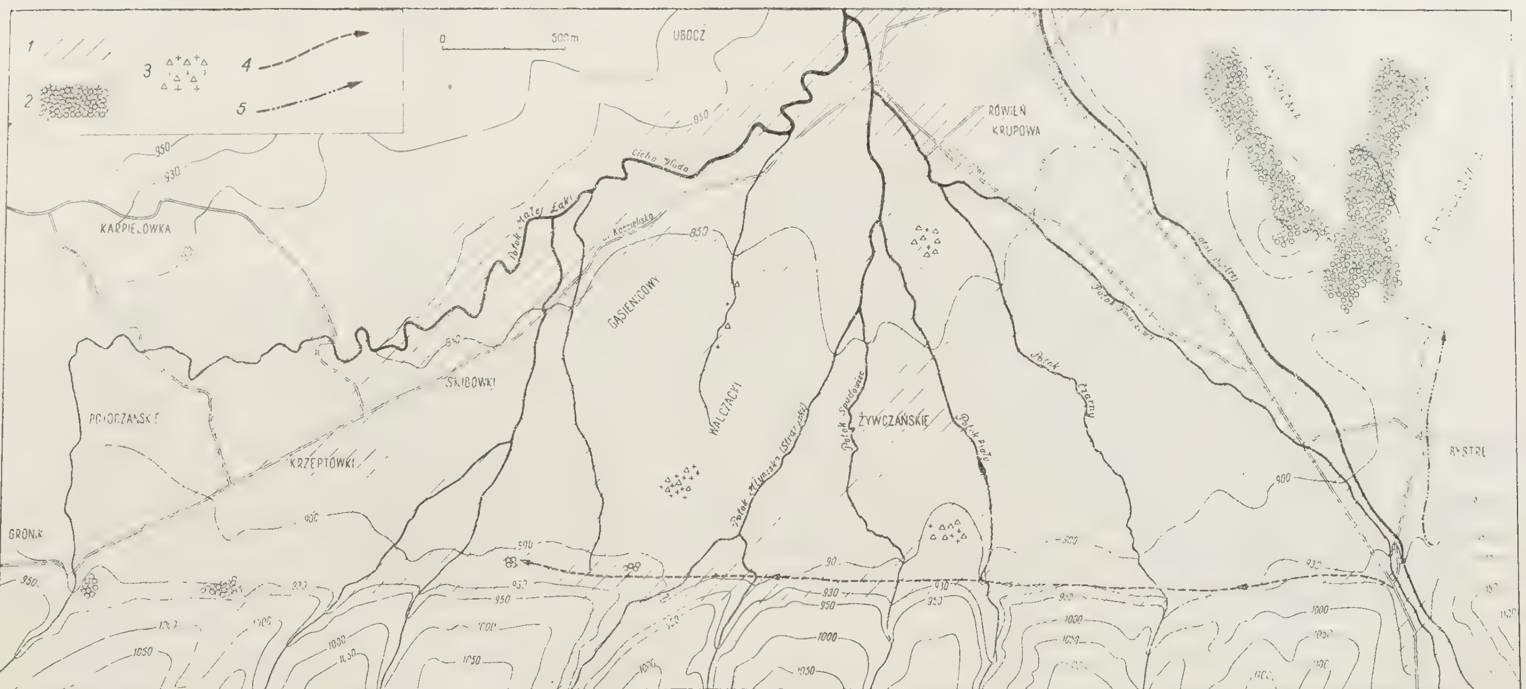


Fig. 1

Fazy rozwoju morfologii Kotliny Zakopiańskiej. Faza I

1 zasięg zasypania w fazie I (początek ostatniego zlodowacenia), *2* stare poziomy żwirowiskowe, *3* ważniejsze nagromadzenia odosobnionych żwirów i głazów, *4* problematyczny przepływ ku zachodowi potoku Bystrej, *5* problematyczny przepływ w kierunku Pardołówki

Stage I of the morphological evolution of the Zakopane Depression

1 reach of fluvioglacial cover in stage I (beginning of the last glaciation), *2* old gravel horizons, *3* major accumulations of detached gravels and boulders, *4* hypothetical westward flow of Bystra stream, 5 hypothetical flow in the direction of Pardołówka

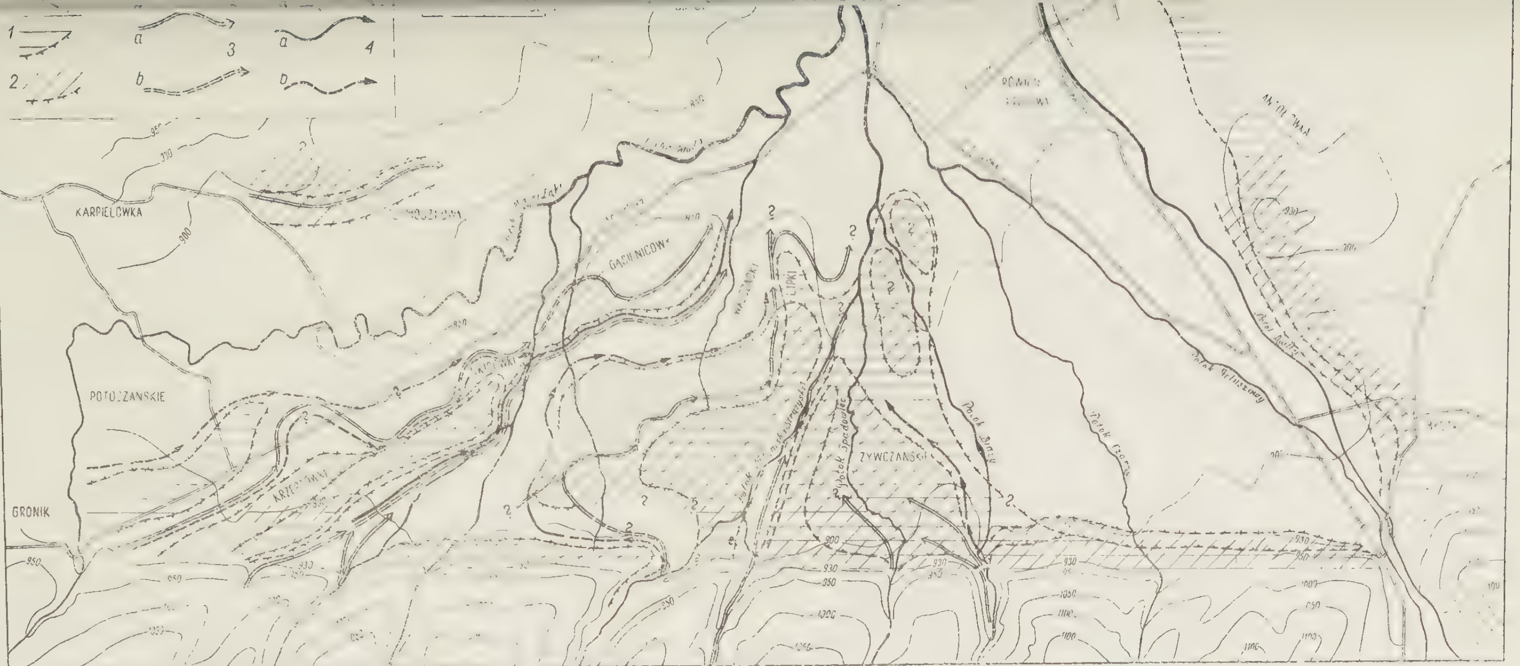


Fig. 2

Fazy rozwoju morfologii Kotliny Zakopiańskiej. Faza II

1 obszary nie objęte erozją potoków w pierwszym etapie fazy II, *2* obszary nie objęte erozją potoków w drugim etapie fazy II, *3* zachowane osie nurtów potoków dobrze czytelne (*a*) i słabo czytelne (*b*) w pierwszym etapie fazy II, *4* zachowane osie nurtów potoków dobrze czytelne (*a*) i słabo czytelne (*b*) w drugim etapie fazy II

Stage II of the morphological evolution of the Zakopane Depression

1 areas not affected by stream erosion during the first part of stage II. *2* areas not affected by stream erosion during the second part of stage II, *3* preserved axes of the main stream currents readily discernible (*a*) and badly detectable (*b*) during the first part of stage II, *4* preserved axes of the main stream current readily discernible (*a*) and badly detectable (*b*) during the second part of stage II

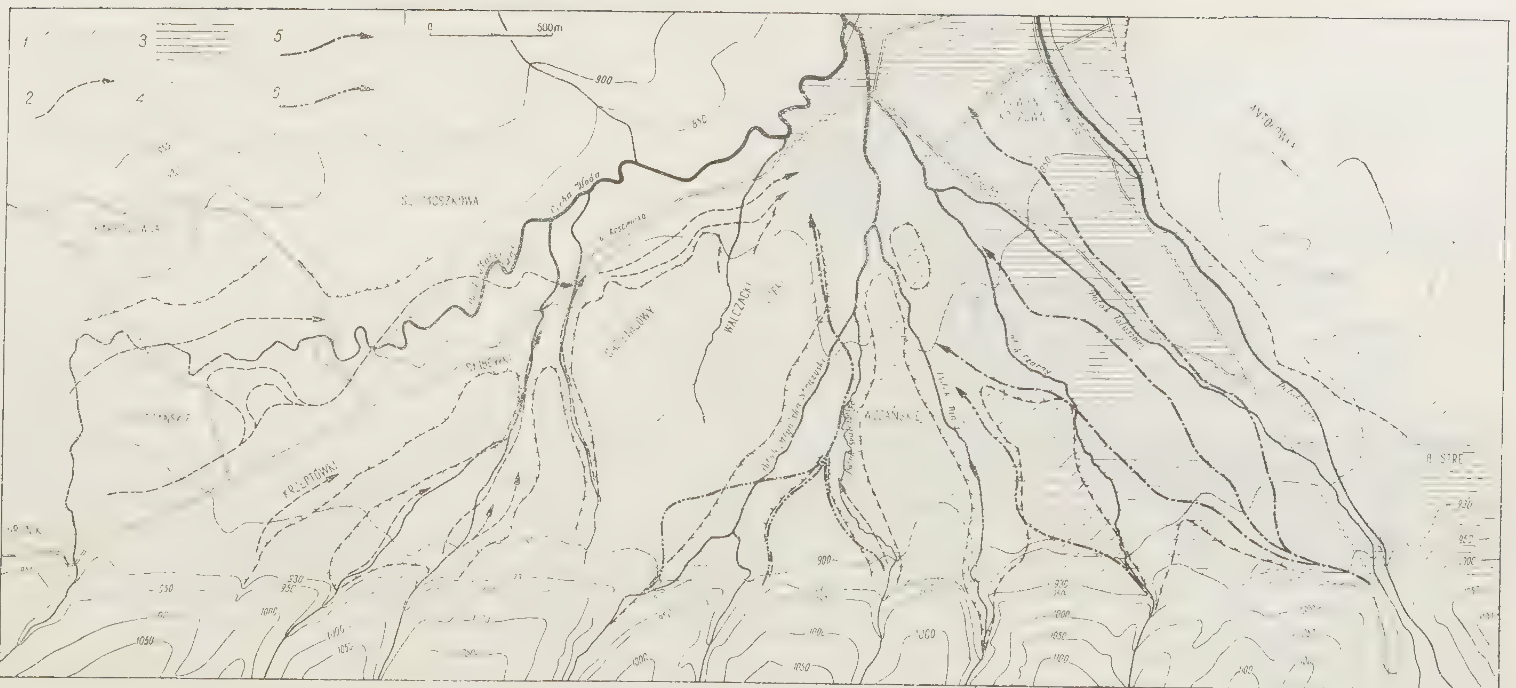


Fig. 3

Fazy rozwoju morfologii Kotliny Zakopiańskiej. Faza II i III

Faza II: *1* obszary nie objęte erozją potoków w trzecim etapie fazy II. *2* zachowane osie nurtów potoków w trzecim etapie fazy II. Faza III: *3* osady stożka Bystrej, *4* osady stożków potoków reglowych, *5* czytelne osie nurtów na stożku Bystrej, *6* czytelne osie nurtów potoków na stożkach reglowych

Stages II and III of the morphological evolution of the Zakopane Depression

Stage II: *1* areas not affected by stream erosion during the third part of stage II, *2* preserved axes of the main stream currents during the third part of stage II. Stage III: *3* sediments of the Bystra stream cone, *4* sediments of stream cones from sub-tatric areas, *5* discernible axes of main currents on the Bystra stream cone, *6* discernible axes of the main currents of streams on sub-

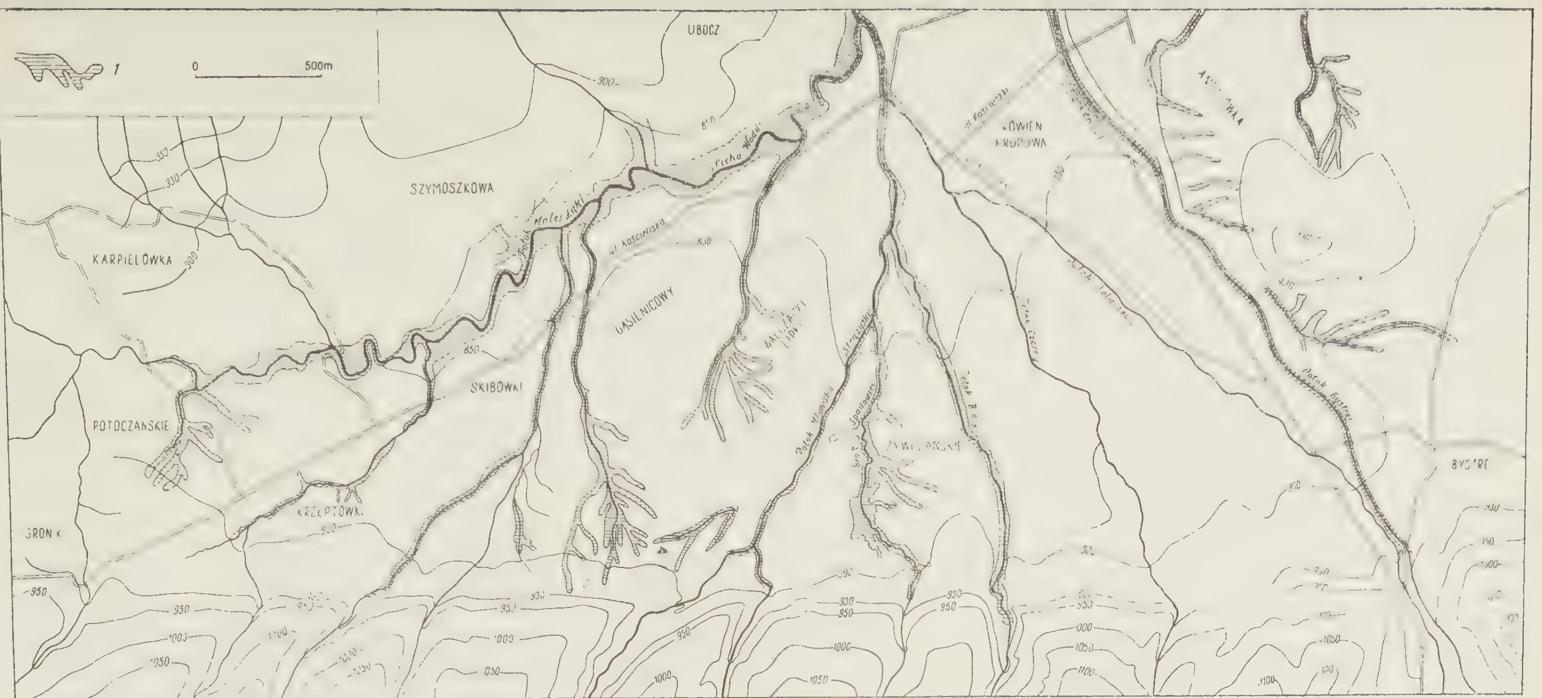


Fig. 4

Fazy rozwoju morfologii Kotliny Zakopiańskiej. Faza IV
1 obszary objęte najmłodszą erozją holoceńską i erozją współczesną

Stage IV of the morphological evolution of the Zakopane Depression
1 areas affected by the youngest Holocene erosion and by Recent erosion

Zagadnienie to wymaga szerszego omówienia. Łączy się ono mianowicie z problemem, jak wielkie w ogóle były efekty przestrzenne poszczególnych etapów erozji i akumulacji w ciągu całego tatrzańskiego plejstocenu. Poruszył ten problem ostatnio Z. Kotański (1958) dla Tatr, szczególną uwagę zwracając na znaczenie rekonstrukcji faz plejstoceńskiej erozji dla rekonstrukcji morfogenezy Tatr i ich przedpola.

Proste, hipsometryczne porównanie residuów akumulacyjnych, bez takiego porównania cokołów fliszowych, na których te residua występują, może prowadzić do mylnych wniosków o ogólnej kubaturze i miąższości zasypania. Pierwotna miąższość zasypania antołowskiego nie jest znana, zaś miąższość stożka zakopiańskiego, liczona od jego powierzchni do cokołu fliszowego, jest znaczna i osiąga kilkanaście metrów.

Gdybyśmy przyjęli dla Antołówki miąższość zasypania w okresie H (I) na 15-20 m, wówczas strop tego zasypania wykaże wysokość większą od zasypania przyjmowanego przez nas dla fazy przedoryniackiej ostatniego zlodowacenia.

Przyjęcie ruchów pionowych, o których wzmiankowaliśmy na początku, jest aprioryczne i nie wyświetla dyskutowanego tu problemu.

Wydaje się nam, że dopiero bardzo szczegółowe zdjęcie geologiczne czwartorzędu Tatr i Podtatrza, rejestrujące wszystkie jego formy erozji i akumulacji oraz ustalające stosunek tych form, zwłaszcza akumulacyjnych — do powierzchni fliszu, a z drugiej strony próba ilościowego ujęcia efektów erozji i akumulacji, podjęta początkowo dla ostatniego zlodowacenia i holocenu, a następnie rozwinięta na starsze fazy plejstocenu — dostarczy materiału, zezwalającego na właściwą rekonstrukcję morfogenezy Tatr i Podhala.

Praca K. Birkenmajera i A. Środonia (1959) o interstadiale oryniackim w Pieninach ma poważne znaczenie dla dyskusji nad problemem wielkości zasypania w młodszych okresach plejstocenu. Jak wynika z tej pracy, osady interstadiału oryniackiego mieszczą się w pienińskim systemie akumulacyjno-erozyjnym stosunkowo wysoko. Uproszczony profil tarasu Dunajca w Brzezinach i Kątach koło Czorsztyna (op. cit.) wykazuje, że cokół fliszowy, wysokości 9 m nad nurtem Dunajca przykryty jest warstwą żwirów 2.5 m miąższości. W żwirach tych występuje torfowy kompleks 1.5 m grubości wieku oryniackiego, przykryty znów warstwą żwirową miąższości ok. 3,45 m. Profil kończy od góry ok. 0,5 m gruba warstwa glebowa.

Podobne stosunki opisał B. Halicki (1955) w lewym zboczu Białego Dunajca w Poroninie, zaliczając warstwę torfową do ostatniego interglacjału. W cytowanej pracy K. Birkenmajer wyraża przypuszczenie, że warstwa ta jest również wieku oryniackiego.

Wymienione pozycje torfów oryniackich oraz poważny efekt prze-

strzenny — akumulacji ostatniego zlodowacenia w głębi Tatr, a także głęboka stosunkowo i bogato rozbudowana erozja najmłodsza (fig. 4), również upoważnia nas do przyjęcia tezy, przedstawionej w niniejszej pracy.

Poważnym potwierdzeniem tej tezy byłoby stwierdzenie oryniackiego wieku wspomnianych wyżej torfowisk, które są związane ze starszymi fazami erozji, występującymi w zachodnim odcinku „trójkąta zakopiańskiego".

Zakład Kartografii Geologicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
i
Pracownia Kartografii Geologicznej
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, w styczniu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

BIRKENMAJER K. & ŚRODOŃ A. 1959. Interestadiał oryniacki w Karpatach. *W:* Z badań czwartorzędu, t. IX (Aurignacian interstadial in the Carpathians. *In:* Quaternary researches in Poland, vol. IX). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 150. Warszawa.

GOŁĄB J. 1950. Eocen Tatr i Podhala (rękopis).

HALICKI B. 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. V, Warszawa.

— 1932. Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich (Quelques remarques sur l'évolution des vallées tatriques). — Ibidem, t. VII.

— 1948a. O żwirach i głazach „antropogenicznych" w Karpatach (Les graviers d'origine „antropogénique" dans les Karpates). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVII. Kraków.

— 1948b. O właściwej roli kwarcytów w żwirowiskach przedpola Tatr (Sur le rôle des quartzites dans les graviers de l'avant-pays de la Tatra). — Ibidem.

— 1955. Znaczenie procesów peryglacjalnych dla studiów morfogenezy Karpat (Remarques sur l'importance des processes périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes). — Biul. Perygl. (Bull. Perigl.), nr 2. Łódź.

KOTAŃSKI Z. 1958. Preglacjalne i interglacjalne osady w Tatrach (Preglacial and interglacial deposits in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.

ROMER E. 1927. Pogląd na Tatry. Wycieczka glacjalno-morfologiczna (Aperçu sur la Tatra. Excursion morphologique-glaciaire). Przew. Kongr. II Zjazdu Słow. Geogr. i Etnogr. (Guide des excurs. II Congrès Géogr. et Ethnogr. Slaves). Kraków 1927.

— 1929. Tatrzańska epoka lodowa (The ice age in the Tatra Mts.). — Prace Geogr. (Trav. Géogr.), z. XI. Lwów.

К. ГУЗИК и В. ЯЧЫНОВСКА

ЗАМЕЧАНИЯ, КАСАЮЩИЕСЯ МОРФОГЕНЕЗИСА „ЗАКОПАНСКОГО ТРЕУГОЛЬНИКА" В ЗАКОПАНСКОЙ КОТЛОВИНЕ

(Резюме)

Часть Закопанской Котловины (граничащая на севере с Татрами), которая находится между потоком Тиха Вода с севера и северо-запада, морфологической границей Татр с южной стороны и возвышенностями: Антолувка-Быстрэ с восточной стороны и которая носит название „закопанского треугольника" — морфологически разделяется на две области. Лежащая ниже, восточная область покрыта широким конусом аллювиальных потоков: Быстрой, Белого и Млыниск (Стронжиского) из последнего оледенения, западная же область холмистая и покрыта резидуальным гравием и отдельными блоками (моренowыми?) наиболее древнего и среднего татранского оледенения, согласно Б. Галицкому (Halicki 1930; I и II), а по Е. Ромеру (1929) второго и третьего (H и H-1) оледенения из четырех, по мнению этого автора, татранских оледенений.

Подробная геологическая съемка „закопанского треугольника", а также геологический анализ аэрофотосъемки этой территории позволили произвести реконструкцию его морфогенезиса, представленную на фиг. 1-4.

Фиг. 1 иллюстрирует охват флювиогляциального засыпания в первом (бранденбургском?) стадиале последнего (балтийского) оледенения. Это засыпание имело место на морфологической поверхности, оставшейся от старших фаз развития и — быть может — покрытой в то время резидуальным гравием и блоками, оставшимися от старшего плейстоценового засыпания.

В период ориниакского интерстадиала (фиг. 2 и 3) развивалась на обсуждаемой территории речная эрозия. Оставшиеся до настоящего времени формы фаз этой эрозии были наблюдаемы во время геологической съемки и отмечены на аэрофотоснимках, а самые фазы представлены на фиг. 2 и 3. В последней фазе этой эрозии, в восточной части „закопанского треугольника", образовалась широкая эрозионная терраса потоков: Быстрой, Белого и Млыниск (Стронжиского), а также соединяющаяся с ней эрозионная терраса потока Тихой Воды.

В следующий период, охватывающий один стадиал (или два стадиала) — пост-ориниакский до старшего голоцена, произошло засыпание этой эрозионной террасы последней фазы ориниакской эрозии аллювиальными конусами потоков Быстрого, Белого и Млыниск (фиг. 3). Следует отметить, что верхняя часть аллювиального конуса потока Быстрой соединяется непосредственно с фронтальными моренами последнего стадиала, находящимися в Кузницах.

Гравиевый материал этих конусов, в особенности же потока Млыниск, содержит часть гравиевого материала из старших фаз аккумуляции, принесенного из холмистой западной части ,,закопанского треугольника".

Фиг. 4 представляет голоценскую и современную фазу сильной эрозии.

Согласно принятой таким образом реконструкции морфогенезиса ,,закопанского треугольника" — на этом отрезке Закопанской Котловины не встречаются непосредственно следы старших оледенений, чем последнее (балтийское) оледенение. Резидуальные засыпания из первого стадиала этого оледенения сохранились только в нескольких местах под реглевыми холмами и на наиболее высоких холмах западного отрезка ,,закопанского треугольника" (фиг. 1).

Засыпания же из старших оледенений сохранились на смежных территориях Закопанской Котловины и Подгаля.

K. GUZIK & W. JACZYNOWSKA

CONTRIBUTIONS TO THE MORPHOGENESIS OF THE "ZAKOPANE TRIANGLE" IN THE ZAKOPANE DEPRESSION

(Summary)

ABSTRACT: Research work in the western part of the Zakopane Depression has permitted the reconstruction of the old beds of the streams of Cicha Woda, Strążyski, Biała and Bystra, and of fluvial Quaternary accumulation.

In this part of the Zakopane Depression, the so called "Zakopane triangle", the occurrence has been noted of an older sedimentation referable to the first stage of the last glaciation, as well as of erosion stages of the Aurignac interglacial period. The latter have been interpreted on field observations and air-photographs.

The youngest "Zakopane talus cone" has been deposited the streams of Bystra, Białe and Strążyski from post-Aurignac to older Holocene times.

A part of the Zakopane Depression, named the "Zakopane triangle" — on the north bordering on the Tatra Mts. — in enclosed in the N and NW by the Cicha Woda stream, on the S by the morpholo-

gical boundary of the Tatra Mts., and on the E by the hills of Antołówka and Bystre. Morphologically it may be subdivided into two distinct areas. The eastern part is flatter, covered up by an extensive talus cone laid down during the last glaciation by the streams of Bystra, Biały and Strążyski. The western part is hilly. It is covered by mature gravels and detached blocks (morainic?), after Br. Halicki (1930 referable to the oldest and the middle Tatra glaciations (I, II) after E. Romer (1929) to the second and third (H and H-1) of the four Tatra glaciations.

A detailed geological map of the "Zakopane triangle" and the geological interpretation of the air photographs of that area have permitted the reconstruction of its morphogenesis (figs. 1-4).

Fig. 1 illustrates the reach of the fluvio-glacial covering during the first (Leszno?) stage of the last (Baltic) glaciation. The accumulation of this material occurred on a morphological surface persisting after older phases of development. At that time the morphological surface was coated by residual gravels and blocks preserved after older Pleistocene covers.

During the Aurignac interstage (figs. 2 and 3) fluvial erosion was increasingly at work within the studied area. Relief forms of the various erosional stages, persisting up to now, have been noted during field work, and interpreted on air photographs (figs 2-3). During the last stage of erosion a broad erosional river terrace was formed in the eastern sector of the "Zakopane triangle" by the streams of Bystra, Biały and Strążyski. Another erosional terrace, connected with the former, was then formed by the Cicha Woda stream. During the following period, lasting through one (possibly two) stages — from the Aurignac through the older Holocene — talus cones laid down by the streams of Bystra, Biały and Strążyski, buried that erosional terrace of the last Aurignac stage. Moreover, near the mouth of the Mała Łąka Valley the Cicha Woda stream likewise participated in the burying process of the mentioned river terrace (fig. 3). It should be mentioned that the upper part of the talus cone of the Bystra stream is directly connected with the frontal moraines of the last glaciation stage occurring in Kuźnice.

The gravel material of the cones, particularly so in the case of the Strążyski stream, contains a part of the gravel material from older accumulation stages, which had been redeposited from the hilly western part of the "Zakopane triangle".

Fig. 4 shows the Holocene and Recent stages of intense erosion.

In concurrence with this morphogenetic reconstruction of the "Zakopane triangle" no direct signs are observable in this portion of the Zakopane Depression of glaciations older than the last (Baltic) glaciation.

Residual covers from the first stage of this glaciation have persisted in very few sites only, at the foot of the hills of the sub-tatric area and on the highest hills in the western sector of the "Zakopane triangle" (fig. 1.).

Fluvioglacial covers referable to older glaciations, however, have been preserved in the another areas of the Zakopane Depression and of Podhale.

Institute of Geological Mapping
of the Warsaw University
and
Laboratory of Geological Mapping
of the Institute of Geological Sciences
of the Polish Academy of Sciences
Warszawa, January 1959

STANISŁAW MATEUSZ GĄSIOROWSKI

Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach

STRESZCZENIE: Sedymentacja radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach Zachodnich przetrwała do górnego oksfordu i kimerydu. Wynika to z oznaczenia aptychów pochodzących z radiolarytów i ze skał bezpośrednio wyżej leżących.

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA WIEK RADIOLARYTÓW SERII REGLOWEJ DOLNEJ W TATRACH

W serii reglowej dolnej w Tatrach występują radiolaryty i wapienie radiolariowe. Dokładny opis petrograficzny tych skał podaje Z. Sujkowski (1932).

W czerwonych wapieniach bulastych i łupkach hematytowych, które leżą poniżej radiolarytów i wapieni radiolariowych, znaleziono w kilku miejscach amonity górnego liasu. Dlatego powszechnie przyjmowano, że dolna granica radiolarytów i wapieni radiolariowych serii reglowej dolnej w Tatrach pokrywa się mniej więcej z granicą liasu i doggeru (Rabowski i Goetel 1925, Sokołowski 1925, 1948, Guzik 1939, Passendorfer 1951).

O wieku górnej granicy radiolarytów i wapieni radiolariowych serii reglowej dolnej w Tatrach wypowiadano różne twierdzenia. S. Sokołowski (1925, str. 81) pisze, że „leżące zawsze nad niemi" (tzn. nad czerwonymi wapieniami bulastymi i łupkami hematytowymi górnego liasu) „czerwone i brudnozielone wapienie rogowcowe" (radiolaryty i wapienie radiolariowe), „ciągnące się nieprzerwaną serią do łupków i margli neokomskich... będą równoważnikiem doggeru i malmu". Zdanie to odnosi się do Tatr Zachodnich i do Holicy. F. Rabowski i W. Goetel (1925, tabela stratygraficzna) zaliczają do doggeru „wapienie z rogowcami i radiolaryty czerwonawe i zielonkawe", a do malmu — „wapienie bulaste czerwone, szare i zielonkawe z *Apt. beyrichi punctatus sparsilamellosus*". K. Guzik (1939), pisząc o obszarze na zachód od Doliny Kościeliskiej, uważa, że radiolaryty reprezentują dogger, „wapienie płytowe czerwone" (prawdo-

podobnie radiolaryty, wapienie radiolariowe, margle i wapienie bulaste) — oksford-kimeryd, wapienie białe płytowe (prawdopodobnie „wapienie białe" neokomu Rabowskiego i Goetla (1925) — tyton. S. Sokołowski (1948) uważa, że radiolaryty serii reglowej dolnej w Tatrach Bielskich reprezentują dogger, a czerwone i zielonawe wapienie bulaste — malm, i pisze, że w Tatrach Bielskich między „krzemionkowymi wapieniami doggeru" a „czystymi wapieniami malmu" brak „typowego wykształcenia czerwonych równołupiących się rogowców" (prawdopodobnie czerwonych wapieni płytowych K. Guzika 1939), które ku zachodowi pojawiają się już w grupie Holicy. E. Passendorfer (1951, str. 57) zalicza do doggeru wapienie krzemionkowe i radiolaryty, a do malmu wapienie bulaste, które „rozdzielone są czasem warstwami łupków ilastych i marglistych... czasem zawierają krzemienie", i w których występują: *Punctaptychus punctatus* Voltz, *Lamellaptychus lamellosus* Park., *L. beyrichi* Opp., oraz „czerwone wapienie płytowe" i wyżej leżące „wapienie białe" Tatr Zachodnich.

WIEK GÓRNEJ GRANICY RADIOLARYTÓW SERII REGLOWEJ DOLNEJ W TATRACH

Z powyższych poglądów wynikałoby, że określenie wieku górnej granicy radiolarytów i wapieni radiolariowych serii reglowej dolnej w Tatrach mogło być oparte tylko na aptychach z wapienia bulastego malmu, jako na jedynych skamieniałościach oznaczonych. Niestety, brak opisów, przedstawień i dokładnej lokalizacji tych aptychów. Jeśli przyjąć poprawność oznaczeń, to trzeba by uznać, że ta część wapienia bulastego, z której pochodzą aptychy, jest młodsza od dolnego oksfordu [1], a częściowo lub całkowicie jest młodsza od górnego oksfordu [2].

Ponieważ nie znaleziono w wapieniu bulastym aptychów dolnooksfordzkich można było przypuszczać, że cały wapień bulasty jest młodszy od dolnego oksfordu, a więc, że niżej leżące radiolaryty i wapienie radiolariowe sięgają co najmniej do dolnego oksfordu.

W jednym z profilów serii reglowej dolnej w Tatrach Zachodnich znalazłem aptychy, z których oznaczeń wynika, że sedymentacja radiolarytów kończyła się w tym miejscu dopiero na granicy oksfordu i kimerydu oraz w kimerydzie.

---

[1] W obecnym komunikacie używam terminów stratygraficznych w sensie Arkella (1956).

[2] *Lamellaptychus lamellosus* (Park.), *L. sparsilamellosus* (Guemb.) i *Punctaptychus punctatus* (Voltz) pojawiają się w górnym oksfordzie, a *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) em. Trauth w kimerydzie; *L. sparsilamellosus* (Guemb.) sięga do tytonu, a pozostałe formy do neokomu.

Radiolaryty i wapienie radiolariowe Tatr były na pewno osadem pelagicznym i tworzącym się wolno i bez przerw, a według wszelkiego prawdopodobieństwa były osadem głębokiego morza (Z. Sujkowski 1932). D. Andrusov (1953) i K. Birkenmajer (1953) uważają radiolaryty pienińskiego pasa skałkowego, które są bardzo podobne do radiolarytów Tatr (Sujkowski op. cit.), za osady głębokomorskie, pelagiczne, tworzące się wolno i bez przerw. Osady tego typu zwykle tworzą się synchronicznie lub prawie synchronicznie na dużych obszarach. Jest więc bardzo prawdopodobne, że wszędzie w serii reglowej dolnej w Tatrach górna granica radiolarytów jest tego samego wieku, co w opisanym profilu w Tatrach Zachodnich.

Jeśliby to przypuszczenie okazało się słuszne, uprościłoby to historię tektoniczną geosynkliny. Jeśliby radiolaryty serii reglowej dolnej w Tatrach reprezentowały tylko dogger, to trzeba by przyjąć, że maksimum głębokości serii reglowej dolnej wypadło na czas, w którym wyspa wierchowa dopiero była zalewana. Jeżeli radiolaryty serii reglowej dolnej sięgają do kimerydu, to maksimum głębokości serii reglowej dolnej, które powinno być reprezentowane przez którąś część radiolarytów, mogło być synchroniczne z maksimum głębokości serii wierchowej. W pienińskim pasie skałkowym radiolaryty zaczynają się osadzać w wyższej części doggeru, a kończą — w kimerydzie; maksimum ich rozprzestrzenienia przypada na oksford (Andrusov 1953, Birkenmajer 1953). Jeśli radiolaryty serii reglowej dolnej reprezentują dogger i oksford, to diachronizm między nimi a radiolarytami pasa skałkowego jest mniejszy, niż wówczas gdy reprezentują tylko dogger.

OPIS PROFILU UTWORÓW JURAJSKICH W SERII REGLOWEJ DOLNEJ NA LEWYM ZBOCZU DOLINY CHOCHOŁOWSKIEJ

Skałka, z której pochodzą aptychy wymienione poniżej, znajduje się między dwoma potokami między Krytą a Przysłopem na lewym (zachodnim) zboczu Doliny Chochołowskiej. Na południowym zboczu tej skałki są odsłonięte następujące skały należące do serii reglowej dolnej:

I. wapienie krynoidowe liasu

II. wapienie bulaste czerwone i łupki hematytowe (lias górny)

III. radiolaryty i wapienie radiolariowe zielone i szare, plamiste; plamy są cienkie i długie, równoległe do uławicenia. Brak szklistych rogowców.

Kontakt między utworami II a III nie jest widoczny.

IV. radiolaryty i wapienie riadolariowe zielone i szare bez plam: w niektórych ławicach występują szkliste rogowce

V. radiolaryty czerwone i zielone, pstre; w niektórych ławicach występują szkliste rogowce

VI. 1. radiolaryty zielone nieplamiste ze szklistymi rogowcami w większości ławic

2. kilka ławic radiolarytów zielonych i czerwonych, pstrych, ze szklistymi rogowcami

3. radiolaryty zielone nieplamiste, w dolnej części ze szklistymi rogowcami, a w górnej — bez nich.

Utwory III—VI powinny odpowiadać radiolarytom K. Guzika (1939)

VII. a. radiolaryty i wapienie radiolariowe czerwone, rzadziej pstre zielone i szare; rogowców szklistych zwykle brak a jeśli są, to małe i o wyraźnych granicach

b. margle, barwy czerwonej, szarej i zielonej, bez rogowców

c. wapienie mniej lub więcej bulaste o spłaszczonych konkrecjach barwy czerwonej, szarej i zielonej.

W dolnej części skały VII przeważają radiolaryty (a), a w górnej — margle i wapienie (b, c). — Skała ta powinna odpowiadać „czerwonym wapieniom płytowym" K. Guzika (1939).

VIII. margle szare i niebieskawe: czasem podrzędnie występują partie czerwone

IX. wapienie jasne.

Kontakt między dwoma ostatnimi utworami nie jest widoczny.

W radiolarytach plamistych (III) znalazłem fragment żebrowanego aptycha. Prawdopodobnie jest to *Lamellaptychus*. Jeśli tak jest, to skała ta jest młodsza od dolnego bajosu.

W luźnych fragmentach radiolarytów zielonych znalazłem:

Lamellaptychus ex gr. c? Trauth — 1 okaz

Lamellaptychus sp. *2* ex gr. *a* Trauth — 1 okaz

Lamellaptychy z grupy *c* występują od bajosu do neokomu. Lamellaptychy podobne do *Lamellaptychus* sp. *2* ex gr. *a* pojawiają się w Pienińskim Pasie Skałkowym razem z lamellaptychami z grupy *b*, a więc na granicy dolnego i górnego oksfordu. *Lamellaptychus* sp. *2* ex gr. *a* posiada wyraźną infleksję. Lamellaptychy posiadające infleksję, jak wynika z danych zawartych w monografiach F. Trautha (1930, 1938) i z moich obserwacji w Pienińskim Pasie Skałkowym i w okolicach Krakowa, pojawiają się na granicy dolnego i górnego oksfordu. Dlatego sądzę, że wiek *Lamellaptychus* sp. *2* ex gr. *a* jest młodszy od dolnego oksfordu. *Lamellaptychus* ex gr. c? może pochodzić równie dobrze z dolnych (IV) jak z górnych (VI) radiolarytów zielonych. Natomiast gdyby *Lamellaptychus* sp. *2* ex gr. *a* pochodził z dolnych radiolarytów zielonych

(IV), to trzeba by większą część radiolarytów omawianego profilu uznać za młodszą od dolnego oksfordu, co wydaje się nieprawdopodobne. Dlatego sądzę, że *Lamellaptychus* sp. 2 ex gr. *a* pochodzi z górnych radiolarytów zielonych (VI).

W luźnych fragmentach pochodzących z kompleksu VII znalazłem:

w radiolarytach i wapieniach radiolariowych (a):

Lamellaptychus sp. *1* ex gr. *a* Trauth (= *Lamellaptychus* sp. ex gr. *a* Trauth, Gąsiorowski in Birkenmajer & Gąsiorowski 1958) — 5 okazów

Lamellaptychus ex gr. *a* Trauth — 12 okazów

L. cf. *lamellosus* (Park.) — 1 okaz

L. cf. *theodosia* (Desh.) — 1 okaz

Lamellaptychus ex gr. *b* Trauth z infleksją koło wierzchołka terminalnego — 1 okaz

Laevaptychus ex gr. *b I* Trauth albo ex gr. *b II* Trauth — 1 okaz

w marglach (b):

Lamellaptychus cf. *beyrichi* (Opp.) em. Trauth — 1 okaz

Lamellaptychus sp. *1* ex gr. *a* Trauth (= *Lamellaptychus* sp. ex gr. *a* Trauth, Gąsiorowski in Birkenmajer & Gąsiorowski 1958) — 3 okazy

Lamellaptychus ex gr. *a* Trauth — 3 okazy

w wapieniach (c):

Lamellaptychus sp. *1* ex gr. *a* Trauth (= *Lamellaptychus* sp. ex gr. *a* Trauth, Gąsiorowski in Birkenmajer & Gąsiorowski 1958) — 2 okazy

Lamellaptychus ex gr. *a* Trauth — 4 okazy

Laevaptychus ex gr. *d I* Trauth albo ex gr. *d IV* Trauth — 1 okaz

i dwa nieoznaczalne fragmenty lewaptychów.

Ponadto w luźnych fragmentach radiolarytów czerwonych i zielonych, pstrych, matowych, znalazłem:

Lamellaptychus ex gr. *b* Trauth z infleksją koło wierzchołka terminalnego — 1 okaz

Lamellaptychus z grupy *b* lub *c* — 1 okaz.

Fragmenty te mogą pochodzić zarówno z dolnych (III) jak i z górnych (VII,a) radiolarytów czerwonych. Fragment pierwszy łączę z radiolarytami (VII, a) z analogicznych powodów, z jakich powyżej łączyłem okaz *Lamellaptychus* sp. *2* ex gr. *a* z górnymi radiolarytami zielonymi.

Wydaje mi się, że wyżej wymieniony zespół aptychów kompleksu VII reprezentuje dwie różne fauny aptychów. Dolna byłaby reprezentowana przez lamellaptychy z grupy *b*, górna — przez pozostałe aptychy, oprócz lewaptychów, o których nic nie da się powiedzieć. Sądzę tak dlatego, że w Pienińskim Pasie Skałkowym bezpośrednio nad fauną, w której ilościowo ogromnie przeważają lamellaptychy z grupy *b*, występuje fauna, w której ilościowo ogromnie przeważają lamellaptychy z grupy *a*,

oraz dlatego, że lamellaptychy z grupy *b* nie zostały znalezione ani w marglach (VII, b), ani w wapieniach (VII, c), które występują przede wszystkim w wyższej części kompleksu (VII), zostały zaś znalezione tylko w radiolarytach (VII, a), występujących głównie w niższej części kompleksu (VII).

Dolna granica fauny starszej pokrywałaby się lub byłaby młodsza od dolnej granicy poziomu *Peltoceras bimammatum* sensu lato, ponieważ są tu obecne lamellaptychy z grupy *b* z infleksją koło wierzchołka terminalnego, które — jak wynika z prac F. Trautha (1938) i z moich obserwacji w Pasie Skałkowym — pojawiają się mniej więcej na tej granicy oraz brak jest trójkątnych lamellaptychów z grupy *c*, które w Pasie Skałkowym masowo występują poniżej tej granicy, a sporadycznie — powyżej.

Dolna granica fauny młodszej, a równocześnie górna granica fauny starszej, pokrywałaby się mniej więcej z granicą oksfordu i kimerydu, ponieważ występują tu formy *Lamellaptychus* cf. *beyrichi* i *L.* cf. *theodosia* i ponieważ przeważają ilościowo lamellaptychy z grupy *a* (Trauth 1938 i moje obserwacje w Pienińskim Pasie Skałkowym).

Jeżeli wszystkie aptychy wymienione z kompleksu VIII reprezentują tylko jedną faunę, to fauna ta jest w całości młodsza od oksfordu

Tabela (Chart) 1

górny tyton-neokom (Upper Tithonian-Neocomian)	wapienie jasne (IX) (white limestones) margle szare (VIII) (grey marls)
kimeryd—środkowy tyton (Kimmeridgian—Middle Tit-honian)	górna część kompleksu VII: przewaga margli i wapieni bulastych (alternating layers of marls and nodular limestones, subordinately layers of radiolarites and limestones with *Radiolaria*)
górny oksford (Upper Oxfordian)	dolna część kompleksu VII: przewaga radiolarytów i wapieni radiolariowych (alternating layers of radiolarites and limestones with *Radiolaria*, subordinately layers of marls and nodular limestones)
dolny oksford—dogger (Lower Oxfordian—Dogger)	radiolaryty zielone (VI) (upper green radiolarites) radiolaryty czerwone (V) (red radiolarites) radiolaryty i wapienie radiolariowe zielone (IV) (green radiolarites and limestones with *Radiolaria*) radiolaryty i wapienie radiolariowe plamiste (III) (spotted radiolarites and limestones with *Radiolaria*)
górny lias (Upper Lias)	wapienie bulaste czerwone i łupki hematytowe (II) (nodular limestones)

Górna granica fauny z kompleksu VII, względnie górna granica fauny młodszej z kompleksu VII, jest starszą od górnego tytonu, ponieważ brak jest w niej lamellaptychów z depresją lateralną, a lewaptychy są dość częste (dane w monografiach F. Trautha (1931, 1938) i moje obserwacje w Pasie Skałkowym).

Rezultaty tych rozważań są przedstawione w tabeli 1.

Na zakończenie pragnę podziękować Profesorowi E. Passendorferowi za łaskawe wskazanie mi miejsca, z którego pochodzą opisane aptychy.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna PAN
Kraków, w sierpniu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDRUSOV D. 1953. Étude gélogique de la Zone des Klippes Internes des Karpates Occidentales, IV. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Umení, v. 34. Bratislava.

ARKELL W. J. 1956. Jurassic Geology of the World. London.

BIRKENMAJER K. 1953. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. I, fasc. 6. Varsovie.

BIRKENMAJER K. & GĄSIOROWSKI S. M. 1958. Aptychy tytońskie i neokomskie na wtórnym złożu w senonie pasa skałkowego Polski (Les Aptychus tithoniques et néocomiens comme dépôts secondaires dans le Sénonien de la zone Piénine des Klippes de Pologne). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVIII, z. 3. Kraków.

GUZIK K. 1939. Serie reglowe na zachód od Doliny Kościeliskiej w Tatrach (Subtatric series west of Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 18. Warszawa.

PASSENDORFER E. 1951. Jura Tatr. — Reg. Geologia Polski, t. I/1, s. 49-57. Kraków.

RABOWSKI F. & GOETEL W. 1925. Budowa Tatr. Pasmo reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. III/1-2. Warszawa.

SOKOŁOWSKI S. 1925. Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem liasu reglowego w Tatrach (Die Beobachtungen über das Alter und Entwicklung des subtatrischen Lias in Tatragebirge). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.). t. II. Kraków.

— 1948. Tatry Bielskie (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P.I.G. (Trav.Serv.Géol.Pol.), t. IV. Warszawa.

SUJKOWSKI Z. 1932. Radiolaryty Polskich Karpat Wschodnich i ich porównanie z radiolarytami tatrzańskimi (Radiolarites des Karpates Polonaises Orientales et leur comparaison avec les radiolarites de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VII/1. Warszawa.

TRAUTH F. 1930. Aptychenstudien V. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, Bd. XLIV Wien.
— 1931. Aptychenstudien VII. — Ibidem, Bd. XLV.
— 1938. Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — Palaeontographica, Bd. LXXXVIII, Abt. A. Stuttgart.

С. М. ГОНСИОРОВСКИ

О ВОЗРАСТЕ РАДИОЛАРИТОВ СУБТАТРАНСКОЙ СЕРИИ В ТАТРАХ

(Резюме)

Согласно мнениям разных авторов, радиолариты нижней субтатранской серии в Татрах начали осаждаться на границе лейаса и доггера, так как ниже их встречаются породы, содержащие аммониты верхнего лейаса. Возраст же верхней границы радиоларитов не мог быть определен точнее из-за отсутствии данных.

Автор определил аптихи, которые были им найдены в радиоларитах нижней субтатранской серии, в известном профиле, в Западных Татрах (пл. XVII и XVIII), а также стратиграфическое значение этих аптихов и сделал вывод, что в профиле, из которого происходят аптихи, седиментация радиоларитов закончилась в киммеридже.

S. M. GĄSIOROWSKI

ON THE AGE OF RADIOLARITES IN THE SUB-TATRIC SERIES IN THE TATRA MTS.

(Summary)

ABSTRACT: The sedimentation of radiolarites of the lower subtatric series in Western Tatra came to a close during the Uppermost Oxfordian and Kimmeridgian. This is ascertained on a fauna of Aptychi deriving from radiolarites and directly overlying rocks.

Some Upper Liassic ammonites have been found in various places of the Tatra Mts. in nodular limestones which underlie the radiolarites of the lower sub-tatric series (e. g. Sokołowski 1925). In a klippe consisting of the lower sub-tatric series in the Chochołowska Valley (West Tatra Mts.) the present author collected: (1) in the upper green radiolarites: *Lamellaptychus* sp. 2 ex gr. *a* Trauth — 1 specimen, (2) in the rock

immediately overlying the upper green radiolarites: *L.* cf. *beyrichi* (Opp.) em. Trauth — 1, *Lamellaptychus* sp. 1 ex gr. *a* Trauth (= Lamellaptychus sp. ex gr. *a* Trauth, Gąsiorowski in Birkenmajer & Gąsiorowski 1959) — 10, *L.* ex gr. *a* Trauth — 19, *L.* cf. *lamellosus* (Park.) — 1, *L.* ex gr. *b* Trauth with an inflexion near the terminal point — 2, *L.* cf. *theodosia* (Desh.) — 1, *Laevaptychus* ex gr. *b* (I or II) Trauth — 1, *L.* ex gr. *d* (I or IV) Trauth — 1.

The author thinks that *Lamellaptychus* sp. *2* ex gr. *a* is younger than the Lower Oxfordian (all stratigraphic terms are used in Arkell's (1956) sense), and that assemblage (2) consists of aptychi belonging to two successive faunas, namely an uppermost Oxfordian fauna and a Kimmeridgian — Middle Tithonian fauna. The reasons for these opinions are given in the Polish text.

The author's views on the stratigraphy of the above mentioned klippe are summed up in chart 1 of the Polish text.

In the Polish text, the author compares the age of radiolarites of the lower sub-tatric series in the Tatra Mts. with that of some other Carpathian radiolarites, and suggests inferences as to the tectonical history of the geosyncline.

Laboratory of Geology and Stratigraphy
of the Polish Academy of Sciences
Kraków, August 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XVII-XVIII

DESCRIPTION OF PLATES XVII-XVIII

PL. XVII

Fig. 1

Lamellaptychus ex gr. *b* Trauth z infleksją koło wierzchołka terminalnego. Aptych w fragmencie wapienia radiolariowego (VII, a) x 2,7

Lamellaptychus ex gr. *b* Trauth with inflexion near terminal point. Assemblage (2). Aptychus in a fragment of limestone x 2,7

Fig. 2

Lamellaptychus sp. 1 ex gr. a Trauth. Aptych w fragmencie wapienia bulastego (VII, c) x 5

Lamellaptychus sp. *1* ex *gr.* a Trauth. Assemblage (2). Aptychus in a fragment of nodular limestone x 5

Fig. 3

Lamellaptychus ex gr. *b* Trauth z infleksją koło wierzchołka terminalnego. Aptych w fragmencie czerwonego radiolarytu (VII, a lub III) x 3

Lamellaptychus ex gr. *b* Trauth with inflexion near terminal point. Aptychus in a fragment of red radiolarite x 3

Fig. 4

Lamellaptychus sp. 2 ex gr. *a* Trauth. Aptych w fragmencie zielonego radiolarytu (IV lub VI)
x 14

Lamellaptychus sp. 2 ex *a* Trauth. Assemblage (1). Aptychus in a fragment of green radiolarite
x 14

PL. XVIII

Fig. 1

Lamellaptychus cf. *theodosia* (Desh.) Aptych w fragmencie wapienia radiolariowego (VII, a)
x 5,5

Lamellaptychus cf. *theodosia* (Desh.). Assemblage (2). Aptychus in a fragment of limestone with Radiolaria
x 5,5

Fig. 2

Lamellaptychus cf. *beyrichi* (Opp.) em. Trauth. Aptych w fragmencie margla (VII, b)
x 2,2

Lamellaptychus cf. *beyrichi* (Opp.) em. Trauth. Assemblage (2). Aptychus in a fragment of marl
x 2,2

Fig. 3

Lamellaptychus cf. *lamellosus* (Park.). Aptych w fragmencie wapienia radiolariowego (VII, a)
x 3

Lamellaptychus cf. *lamellosus* (Park.). Assemblage (2). Aptychus in a fragment of limestone with Radiolaria
x 3

Wszystkie aptychy pochodzą z serii reglowej dolnej, ze skałki na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej między Krytą a Przysłopem

All the figured aptychi derive from the lower sub-tatric series. They have been collected from a klippe on the left slope of the Chochołowska Valley, between Kryta and Przysłop

Wszystkie fotografie wykonał J. Małecki
All photographs by J. Małecki

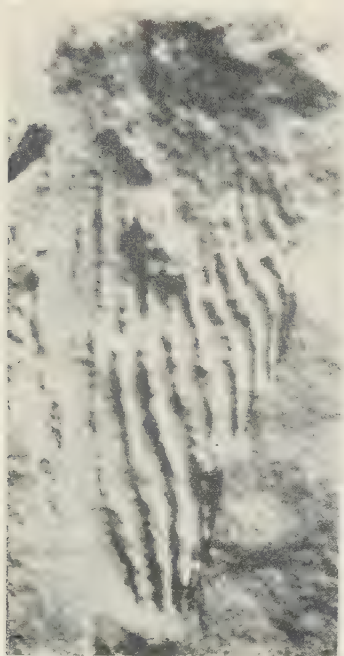


Fig. 1

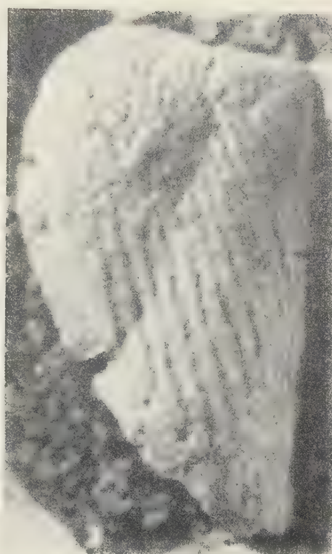


Fig. 2



Fig. 3

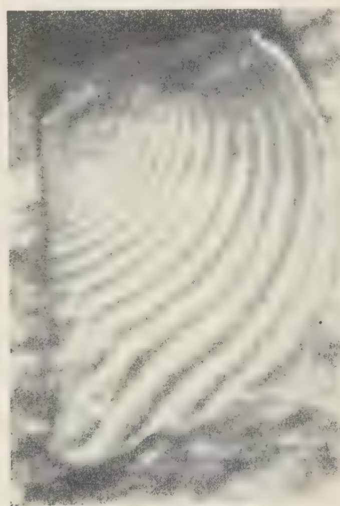


Fig. 4

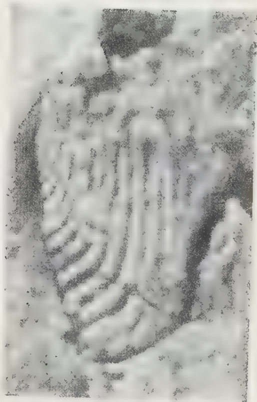


Fig. 1

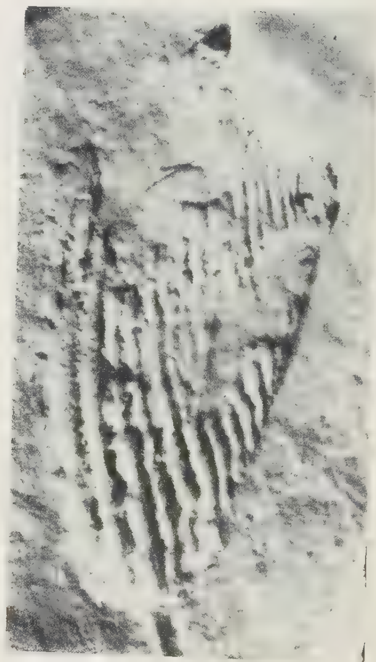


Fig. 3

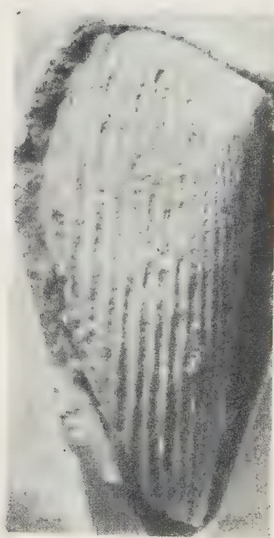


Fig. 2

ANDRZEJ RADWAŃSKI

Struktury litoralne w liasie w Dolince Smytniej

STRESZCZENIE: Opisano ze spągu liasu wierchowego urozmaicone struktury litoralne, m. in. zasypaną w dojrzałym stadium rozwojowym falezę oraz system dajek i żył klastycznych. Występowanie systemu dajek w obrębie form brzegowych, przy rozwinięciu się poszczególnych dajek na płaszczyznach diaklaz skał noryckich, świadczy o tektonicznym zaangażowaniu noryku przed sedymentacją liasu i wyniesieniu go w strefę ługowania i wymywania odbywającego się przypuszczalnie przy głównym udziale wód morskich podniesionych kipielą powyżej poziomu morza. Przestudiowano także mikrorelief form brzegowych powstały w wyniku chemicznego wietrzenia w strefie abrazji.

Z wyższych ogniw liasu opisano ślady działalności drążących wieloszczetów *Potamilla reniformis* O. F. Müller oraz spróbowano odtworzyć warunki ekologiczne tych skałotoczy. Ogólnie biorąc biotopy *Potamilla* przywiązane były do facji sublitoralnej.

W niektórych chodnikach wieloszczetów zachowały się osady morskiego retyku, który zatem przynajmniej niegrubą warstwą musiał być osadzony w rejonie Dolinki Smytniej. Następstwo zjawisk sedymentacyjnych i erozyjnych zdaje się jednocześnie wskazywać, że zaburzenia starokimeryjskie miały tutaj znacznie silniejsze nasilenie po morskim retyku niż przed nim.

WSTĘP

W obrębie jednostek wierchowych Tatr kontakt klastycznego kompleksu liasowego z węglanowymi skałami triasu, których stropowe części zostały zaliczone do noryku (Kotański 1956), nie był dotychczas przedmiotem dokładniejszych opracowań. L. Horwitz i F. Rabowski (1922) w swym zestawieniu stanu wiadomości o liasie nie zajmują się szczegółowo jego stosunkiem do podłoża.

W czasie prac terenowych związanych z petrograficznymi badaniami nad liasem wierchowym stwierdziłem, że kontakt ten jest nadzwyczaj interesujący. Istnieją tu mianowicie ciekawe formy klifowe oraz dajki i żyły klastyczne liasu w noryku, które na pierwszy rzut oka mogłyby sugerować zazębianie się sedymentacyjne liasu z norykiem.

Omawiane struktury znalazłem tylko w jednym miejscu w Dolince Smytniej (jednostka Kominów Tylkowych), w górnej jej części, gdzie występuje szereg znanych odsłonięć. Zajmował się nimi kilkakrotnie Z. Kotański (1955a, 1956, 1959) opisując u podstawy liasu wielką megabrekcję złożoną z dolomitów noryku, którą zaliczył do klifowych, a więc transgresywnych (1955a), co stało się ważnym argumentem w rozważaniach stratygraficznych i paleogeograficznych (1956, 1959). Poza tymi odsłonięciami wzdłuż całej Dolinki kontakt liasu z norykiem, który zresztą odsłania się bardzo sporadycznie, nie przedstawia niczego szczególnego — reprezentuje typowy przykład stosunku penakordantnego (Kotański 1959). Przeszukując go dokładnie nigdzie nie znalazłem interesujących mnie struktur.

Zająłem się natomiast bliżej materiałem otoczakowym zawartym w większych ilościach w spągu liasu, oraz sporadycznie rozrzuconym w wyższych jego ogniwach. Spośród otoczaków wybrałem dolomity i wapienie noryckie, noszące ślady działalności skałotoczy, i opracowałem je dokładniej. Otoczaki takie znane już były dawniej nie tylko z Dolinki Smytniej, lecz także z sąsiednich profilów liasowych w Dolinie Chochołowskiej (Kotański 1959) oraz z Bobrowca, gdzie zostały znalezione w czasie prac terenowych prowadzonych w Zakładzie Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego przez mgr Z. Wójcika, i z jednostki Świerkul, gdzie napotkał je mgr W. Jaroszewski. Część okazów pochodzi ze zbiorów wymienionych osób, którym składam na tym miejscu podziękowanie za użyczenie mi materiału do opracowania.

Prace terenowe, które prowadziłem w sezonie letnim 1957 roku, zostały umożliwione mi dzięki życzliwości Prof. Dr. E. Passendorfera i Dr. Z. Kotańskiego, którym składam podziękowanie za opiekę i pomocną dyskusję w czasie opracowań kameralnych tematu. Szczególnie wdzięczny jestem Prof. Dr. M. Turnau-Morawskiej oraz Dr. Z. Kotańskiemu za poświęcenie kilku dni na przejrzenie ze mną szeregu odkrywek, związanych z opracowywanym zagadnieniem, i dyskusję w terenie.

OPIS I GENEZA STRUKTUR LITORALNYCH

Szereg najważniejszych odsłonięć, będących właściwie jedną wielką odkrywką sedymentacyjnego kontaktu liasu z norykiem, zaczyna się w miejscu, gdzie głębokie wcięcie żlebu Dolinki Smytniej, zaznaczające się wyraźnie powyżej górnej granicy lasu, ulega spłyceniu i zanika. Po wyjściu ze żlebu stajemy w dość szerokim i płytkim cieku, który w porze letniej jest najczęściej suchy, co umożliwia i ułatwia obserwacje. Początek odsłonięcia leży na wysokości 1450 m n.p.m., a dalej ciągnie się



Fig. 1

Ogólny plan zjawisk litoralnych w liasie w Dolince Smytniej

Skala 1 : 170

a piaskowce liasu, *b* wapienie i dolomity noryku (warstwowanie i diaklazy zaznaczone zupełnie schematycznie), *c* dajki i żyły piaskowców liasu (7-9), *d* granica zwietrzeliny i gleby, *m-n* jak na fig. 6

General sketch map of littoral structures in the Lias of the Smytnia Valley

Scale 1 : 170

a Liassic sandstones, *b* Norian limestones and dolomites (lamination and diaclases roughly indicated), *c* dikes and veins of Liassic sandstones (7-9), *d* boundary of the weathered detritus and soil, *m-n* see fig. 6

kilkanaście metrów wyżej. W miejscach tych najwyższe warstwy noryku nie leżą spokojnie pod przykryciem osadów liasu, lecz są skomplikowanie powycinane, a osady liasowe wnikają w głąb owych wycięć łącząc się w cały system zasypanych szczelin, jam, bądź nisz, i pojawiając się nieraz na kształt enklaw w warstwach noryckich znacznie poniżej właściwego spągu liasu.

Jedną z najbardziej rzucających się w oczy form jest pionowe załamanie powierzchni noryku powodujące gwałtowny skręt granicy noryk-lias prostopadle do normalnej jej rozciągłości. Bieg warstw noryku na tym odcinku wynosi 90° przy upadzie 70° S. Powierzchnia intersekcyjna ma analogicznie 66°/32° S, zatem leży pod dość znacznym kątem do płaszczyzn warstw. Otrzymany obraz może więc dać już wyobrażenie o wyglądzie profilu. Po przywróceniu jego pierwotnego położenia, pionowe załamanie powierzchni noryku wobec morskich osadów wypełniających je, oraz istnienia obok szeregu struktur litoralnych, należy uważać za kopalne urwisko brzegowe (falezę, klif), które jednak nie musiało być zwrócone w stronę otwartego morza i bezpośrednio nad nim leżeć.

Stosunki widoczne w odsłonięciach wokół falezy są przedstawione na planie w skali 1 : 170 (fig. 1). Widać na nim, że głównymi składnikami morfologicznymi kopalnego brzegu morskiego są: powierzchnie abrazyjne, urwisko brzegowe (faleza. klif) wraz z podcięciami brzegu oraz system dajek i żył klastycznych. Przedstawiony plan obejmuje większość dających się zaobserwować struktur, bowiem odsłonięcie w cieku jest właściwie zupełnie płaskie. Przekroje prostopadłe, które są nieliczne i zajmują niewielkie powierzchnie, zostały na planie pominięte.

Przy opisie zjawisk litoralnych starałem się w miarę możności dostosować do nomenklatury, jakiej używa M. Klimaszewski (1957).

Powierzchnie abrazyjne

Na fig. 1 i 2 widać, że w odsłonięciach występują dwie powierzchnie odpowiadające, być może, dwóm poziomom abrazji. Pierwsza z nich, dolna, rozwinięta jest u podstawy obserwowanego klifu i odpowiada tej samej fazie działalności, która utworzyła klifową ścianę. Górna powierzchnia leży nad klifem, na najwyższych partiach ówczesnego, stopniowo zatapianego lądu.

Próba określenia wzajemnego wieku obu powierzchni abrazyjnych jest dość trudna; w każdym razie wydaje się, że nie są one równowiekowe. W przypadku starszego wieku dolnej powierzchni wraz z klifem trudno wytłumaczyć doskonałe zachowanie falezy w jej dojrzałym sta-

dium rozwojowym, bowiem silna abrazja dająca górną powierzchnię musiała być wywołana znaczną działalnością kipieli, która zniszczyłaby „delikatne" niżej leżące struktury, a nawet, gdyby były one już zasypane piaskiem, piasek zostałby ze strefy kipieli z powrotem wyniesiony, natomiast śladów jego ewentualnej szybkiej diagenezy, zabezpieczającej falezę, brak — byłyby one widoczne nad falezą, na przedłużeniu górnej



Fig. 2

Powierzchnie abrazyjne morza liasowego

Skala 1 : 500

I górna powierzchnia abrazyjna (starsza), *II* dolna powierzchnia (młodsza), *III* powierzchnia odsłaniająca się powyżej opisywanych odsłonięć

Abrasion surfaces of the Liassic sea

Scale 1 : 500

I upper (older) surface of abrasion, *II* lower (younger) surface of abrasion, *III* surface cropping out above the described exposures

powierzchni abrazyjnej. O wiele prościej będzie zatem przyjąć, że starszą jest powierzchnia górna, w obręb której, po jej wydźwignięciu, wciął się dolny poziom abrazyjny. Później, z chwilą zasypywania, najpierw ulegała pogrążeniu dolna powierzchnia abrazyjna, a potem górna. Mimo takich sugestii wydaje się, że kryterium świeżości (obecność urwiska brzegowego) dolnej powierzchni abrazyjnej dla określenia jej wieku może być złudne, gdyż w sprzyjających warunkach zabezpieczających klif, górna powierzchnia abrazyjna mogłaby się rozwinąć po jego zasypaniu.

Spróbować oznaczyć wiek można by także z wzajemnego stosunku powierzchni. Pierwotnie najprawdopodobniej leżały one mniej więcej poziomo, a więc równolegle do siebie. Odległość ich przy klifie wynosi około 4 m. Niestety, dalej w górę odsłonięć linia intersekcyjna dolnej powierzchni wchodzi w prawe, pokryte glebą i zarośnięte zbocze cieku i niknie z oczu. Kilkadziesiąt metrów dalej, ale jednocześnie wyżej, pojawia się wprawdzie powierzchnia abrazyjna, jednakże niesposób ustalić jej związku z poprzednimi. Może ona odpowiadać zarówno dolnej jak i górnej (z uwagi na wygięcia całego kompleksu skalnego podczas fałdo-

wania nie da się odcyfrować paleohipsometrii), bądź nie odpowiada żadnej z nich, gdyż leży w stosunku do nich wyżej i dalej, a więc na liasowym brzegu morskim była przesunięta zarówno równoleżnikowo, jak i południkowo, zatem mogła należeć do obszaru, gdzie abrazja wcale nie musiała się zapisać dwiema odrębnymi powierzchniami.

Zarośnięcie zboczy cieku utrudnia też przestudiowanie morfologii obu powierzchni. Dolna jest właściwie całkowicie zasłonięta, górna odsłania się na niezbyt długim odcinku, co zostało zaznaczone na fig. 2. Jak widać z niego, powierzchnia abrazyjna nie jest formą płaską, lecz pełną zagłębień i garbów, z których największy ma 75 cm wysokości (fig. 1 i 2).

Istnienie powierzchni abrazyjnej w omawianych odsłonięciach pierwszy stwierdził Z. Kotański (1956, 1959). Nie jest to zresztą forma strukturalna odosobniona w Tatrach. E. Passendorfer (1950) zajął się odtworzeniem procesów abrazyjnych i opisem powierzchni abrazyjnej z eocenu okolic kamieniołomu Pod Capkami. Dobrze zachowane są powierzchnie rozdzielające poszczególne transgresje doggeru w wierchowych jednostkach fałdowych (Rabowski 1931, Kotański 1959).

W badaniach nad powierzchniami abrazyjnymi interesujące spostrzeżenia poczyniono na terenie tektonicznie sztywnym — na obszarze Wyżyny Krakowskiej zalewanej wielokrotnie epikontynentalnymi morzami mezozoicznymi i trzeciorzędowymi. Udało się tutaj zbadać nie tylko wykształcenie i morfologię powierzchni, ale i ich rolę geograficzną (Dżułyński 1949, Alexandrowicz 1954, 1955, Bukowy 1956). Ważne są tu zwłaszcza spostrzeżenia S. Bukowego (1956), iż płaskie platformy abrazyjne turonu tworzyły się w czasie powolnej transgresji, natomiast santońska powierzchnia abrazyjna świadczy o bardzo żywym reliefie w czasie szybkiej ingresji morza.

Opierając się na powyższych pracach i biorąc pod uwagę charakter powierzchni abrazyjnych w Dolince Smytniej, można sądzić, że zanurzenie liasowych powierzchni musiało być bardzo szybkie lub nawet gwałtowne, zwłaszcza że został pogrążony klif w chwili swego pełnego rozwoju morfologicznego.

Faleza

Urwisko brzegowe (faleza, klif), będące brzegiem liasowego morza, powstało w obrębie wynurzonego kompleksu skał noryckich zbudowanych według Z. Kotańskiego (1956) głównie z dolomitów. Pionowa ściana odznacza się zawiłą, mocno skomplikowaną w szczegółach rzeźbą, co wskazuje na pełny jej rozwój i dojrzałość morfologiczną. Najciekawszy wycinek falezy, który odsłania się w cieku, przedstawiłem w skali 1 : 40 na fig. 3. Widać z niej, że oba brzegi falezy, dolny i górny, są zasłonięte rumoszem i glebą, przez co trudno określić całkowitą wysokość ściany. Ponieważ jednocześnie przekrój nie jest prostopadły (rysunek uległ więc



Fig. 3

Szczegółowy plan falezy (partia zachodnia z fig. 1)

Skala 1 : 40

a żyły klastyczne. *b* poszerzone diaklazy wypełnione substancją eluwialną. *c* szczelinki wietrzeniowe. Warstwy noryku i liasu jak na fig. 1

Detailed sketch map of cliff (western part shown in fig. 1)

Scale 1 : 40

a clastic veins. *b* expanded diaclases infilled by eluvial substance. *c* weathering fissures. Norian and Liassic beds as in fig. 1

wyciągnięciu), można przyjąć tylko orientacyjnie, że rzeczywista wysokość klifu odpowiada mniej więcej wysokości oglądanej w cieku, tzn. wynosi około 4 m.

Przy ścianie brzegowej widać wiele oderwanych od niej bloków. które znajdują się w różnych stadiach obtaczania i pomniejszania oraz są wynoszone przez morze coraz dalej od brzegu. Kształty bloków są rozmaite; większych — raczej ostrokrawędziste, mniejszych — bardziej zaokrąglone. Powierzchnia głazów jest na ogół gładka, ale nie brak także licznych szczelinek wietrzeniowych rozwiniętych na całych głazikach lub w ich częściach. Bloki są przeważnie izometryczne, chociaż zdarzają się też wydłużone. Wśród tych ostatnich bywają wycięte zgodnie z warstwowaniem noryku, ale również i prostopadle, co starałem się zaznaczyć na fig. 3. Na niektórych głazach warstwowanie nie daje się obserwować. są one bowiem ułożone płaszczyznami warstw równolegle do odsłonięcia. Większe bloki mają powierzchnię ok. 0.25 m^2, zaś maksymalne rozmiary, jakie zauważyłem, sięgają do 1 m (pl. XIX, fig. 1). Największy blok skał noryckich (2.5 $\times$ 3.0 m) leży na górnej powierzchni abrazyjnej, zatem odpowiada innemu, nie zachowanemu klifowi.

Materiał abradowany ułożony jest bezładnie; prawidłowość można zauważyć tylko w dwóch miejscach — a) nagromadzenie okruchów w stropie podcięcia brzegu (podciosu brzegowego); jest to chyba uchwycenie końcowego momentu zasypywania. Gdy podcięcie było najpierw duże i puste, bloki były w nie wrzucane i z powrotem wynoszone podczas cofania się fali. Gdy później wobec zasypania piaskami stało się formą drobną, raczej wydłużoną norą, przyniesiony przez fale gruz nie mógł być już w całości zabierany podczas odpływu i nagromadzał się tutaj, niejako podsypując brzeg w czasie jego pogrążania; b) ławice żwirowe u góry falezy, rozciągające się mniej więcej przekątnie do warstwowania otaczających je piasków liasu — najprawdopodobniej odpowiadają sedymentacji w czasie turbulencji wód lub wypadaniu z wiru w czasie utraty jego siły nośnej.

Warunki panujące podczas istnienia klifu nie były wszędzie jednakowe. Mianowicie 10.5 m na E od opisanej ściany, a 5,5 m poniżej stropu noryku zaznacza się podcięcie, które najprawdopodobniej nie łączy się z poprzednim, lecz jest fragmentem osobnej ściany brzegowej o innej ekspozycji. Brak w tej stronie śladów podsypywania, bloki są nieliczne i rozrzucone nierównomiernie, przy czym przeważają wydłużone, leżące równolegle do uławicenia noryku i przebiegu podcięcia. Utworzył się tutaj natomiast skomplikowany system dajek i żył klastycznych, podczas gdy przy poprzednim podcięciu analogiczne struktury są bardzo nieregularne i rozwinięte fragmentarycznie.

Zachowanie się w osadach całej falezy oraz bloków leżących miejscami blisko ściany i wyglądających jakby przed chwilą zostały oderwane od brzegu, świadczy o bardzo szybkim pogrążeniu brzegu morskiego, które przeszkodziło zniszczeniu nadzwyczaj nietrwałych struktur abrazyjnych. Zważywszy, że są to jednocześnie formy morfologiczne najczęściej lokalne, rzadkość ich występowania w stanie kopalnym jest wytłumaczona.

W Polsce kilka lat temu piękną falezę znalazł S. Dżułyński (1949) w obrębie piaszczystych wapieni keloweju transgredujących na paleozoiczny porfir Sanki. Jest to forma nieco mniejsza i sądząc z jej morfologii i obtoczenia głazów, w starszym stadium rozwojowym w stosunku do opisywanej falezy liasowej. Inne znane z literatury polskiej przykłady zjawisk klifowych dotyczą samych powierzchni abrazyjnych, o czym wspomniałem poprzednio, lub opierają się na odtwarzaniu działalności klifowej z analizy brekcji, względnie zlepieńców noszących charakter klifowy (K. Wójcik 1907, Passendorfer 1950, Książkiewicz — jedna z interpretacji (*haystack*) Bachowic — 1954, Alexandrowicz 1955). Jednakże określenie klifowej genezy psefitów jest bardzo trudne — za klifowy uważano bowiem przez dłuższy czas np. lądowy zlepieniec koperszadzki (Uhlig 1897) i myślachowicki (Zaręczny 1894, Czarnocki 1923). Ostatnio E. Passendorfer (1958) widzi w procesie powstawania zlepieńców eocenu spod Capek także współudział procesów rzecznych.

Wietrzenie w obrębie falezy

Interesująco przedstawia się mikromorfologia klifu i powierzchni abrazyjnej oraz relief bloków i otoczaków. Okazuje się mianowicie, że w wielu miejscach piasek liasowy przenika znacznie w głąb tych elementów wypełniając drobne szczelinki i bruzdki, które jednak znacznie różnią się od form opisanych dalej jako dajki i żyły klastyczne. Długość wcięć wynosi od milimetra do 2 cm, a szerokość kilka lub kilkanaście razy mniej. Zakończenia ich są albo klinowate, albo zaokrąglone. Wypełnione szczelinki i bruzdki są miejscami tak gęsto ułożone obok siebie, że piasek liasowy sitowo przebija skałę norycką, co w przekroju daje bardzo urozmaicone i powikłane granice. Ściana brzegowa oraz górna powierzchnia abrazyjna zawierają wypełnione szczelinki tylko w niektórych miejscach, w pozostałych zaś wykazują doskonałą gładkość. Partie uszczelnione są tutaj pozostałościami po pierwotnej, całkowicie pokrytej szczelinkami, falezie i powierzchni abrazyjnej, niszczonych później przez abrazję.

Geneza wszystkich drobnych wcięć wiąże się z rozpuszczaniem wzdłuż powierzchni diaklaz, gdyż w wielu miejscach można zauważyć, że szczelinki i bruzdki są diaklazami poszerzonymi przez chemiczne wietrzenie.

W przypadku otoczaków wypełnienie głębokich bruzd podiaklazowych powoduje, że gdzieniegdzie otoczaki noryku stają się jakby inkrustowane piaskowcami liasu w dwóch przecinających się pod dużymi kątami kierunkach, co robi wrażenie kratkowania. Rysunek kratki zależy od głębokości powierzchni przecięcia otoczaka oraz od stopnia zwietrzenia (fig. 4). Relief otoczaków wskazuje na dość długie podleganie czynnikom wietrzeniowym, ale w warunkach bardzo spokojnych — w przeciwnym bowiem przypadku zachodziłoby stałe pomniejszanie ich rozmiarów przy jednoczesnym niszczeniu szczelinek. Ponieważ większość bloków i otoczaków w obrębie falezy jest gładkich, otoczaki ze szczelinkami nie mogły tutaj się utworzyć. Zostały one najprawdopodobniej przyniesione z lądu z dalszych miejsc (za pośrednictwem potoków) lub też z zupełnie bliskich — z brzegu lądu tuż nad falezą, gdzie dochodził rozprysk fal morskich.



Fig. 4

Przekroje otoczaków skał noryckich zwietrzałych wzdłuż diaklaz. Szczelinki wypełnione piaskiem liasowym
Pomniejszone

Sections of pebbles of Norian rocks weathered along diaclases. Chinks infilled by Liassic sand
Reduced

Intensywność pojawiania się szczelinek jest różna i zależy od gęstości diaklaz. Poza tym rozpuszczanie zachodziło także wzdłuż spękań międzywarstwowych i mniej odpornych smug w obrębie sedymentów, w wyniku czego powstały jedyne w swoim rodzaju formy w przypadku wietrzenia otoczaków pochodzących z poziomów brekcji, przeważnie spływowych lub osuwiskowych, których jest dużo w stropie warstw noryckich (Kotański 1955, 1956, 1959). Gdy mianowicie ługowaniu uległo spoiwo brekcji, powstały najpierw otoczaki o dziwacznych wietrzeniowych kształtach, które następnie zostały zasypane piaskiem liasowym, a dziś robią w odkrywce wrażenie dolomitowych brekcji osuwiskowych, ale już liasowych. W górnej części odsłonięć występują nawet całe ławice wydłużonych otoczaków o średnicach 10-30 cm, pochodzących wyłącznie z brekcji noryckich. Ławice te leżą w obrębie piaskowców liasowych, a poszczególne otoczaki wykazują zorientowanie zgodne z ułożeniem warstw piaskowca (pl. XX, fig. 1).

Opisany mikrorelief jest częsty, aczkolwiek nie obejmuje wszystkich form litoralnych. Rozwinąć mógł się bowiem tylko na tych warstwach i produktach ich niszczenia, które były silniej zdiaklazowane lub zbrekcjowane, a jednocześnie znalazły się w odpowiednich warunkach sprzyjających rozwojowi szczelinek (spokojne ługowanie i wymywanie).

Ja fig. 3 zaznaczone są nadwietrzałe otoczaki oraz miejsca intensywniejzego pojawiania się szczelinek na blokach i ścianie brzegowej.

Wietrzenie chemiczne prowadzące do podobnego uszczelnienia przyviązane jest w warunkach klifowych przede wszystkim do strefy rozrysku sięgającej nieraz kilkadziesiąt metrów ponad strefę przyboju кipieli klifowej), w której nad działalnością chemiczną przeważa mechaiczna (abrazja). Rozprysk sięga jednak często na partie brzegowe, mniej ıb bardziej wysoko położone nad falezą, gdzie panują procesy wietrzeia lądowego. Najprawdopodobniej w takiej właśnie strefie powstały toczaki, których szczelinki zostały potem wypełnione piaskiem.

W przypadku opisywanej falezy wietrzenie chemiczne odgrywało użą rolę w strefie abrazji, która jest doskonale zachowana. Natomiast refa rozprysku, gdzie wietrzenie chemiczne przeważa nad mechaniczym, leżała na górnej (starszej) powierzchni abrazyjnej, która przypuszzalnie w czasie rozwoju leżącego niżej klifu ulegała wietrzeniu. Zniszzenie części form wietrzeniowych tej powierzchni i jej odmłodzenie ıszły przypuszczalnie przy zanurzaniu się lądu, gdy górna powierzchnia ıów znalazła się w strefie abrazji.

Dajki i żyły klastyczne

W obrębie struktur brzegowych liasowego morza przynoszone lądu piaski wnikały w leżącej niżej spękane skały noryckie, tworząc ozmaicony system wypełnień, który w przeważającej części ma charakr zajęcia uprzednio wypłukanych szczelin. Jak widać z fig. 5 i plansz XI i XXII wśród wypełnionych szczelin można wyróżnić dwa rodzaje:

1) szczeliny grubości rzędu 4-10 cm, o ścianach najczęściej równogłych do siebie, biegnące nierównolegle do warstw noryckich. Mają e przebieg zupełnie prosty lub są nieco wygięte z zachowaniem równogłości ścian (pl. XXII, fig. 1). Formy te będę nazywał dajkami klastyczmi (*clastic dikes*);

2) szczeliny grubości kilku milimetrów do paru (1-4) centymetrów; óre — choć ogólny kierunek mają stały — w szczegółach są mocno ozmaicone, zmieniają bowiem nie tylko grubość, lecz również bieg ıpad, a także wykazują liczne odgałęzienia, nieraz zgodne z warstwoaniem skał otaczających (pl. XXI, fig. 1 i 2). Formy te będę nazywał łami klastycznymi (*clastic veins*).

Użycie dla opisywanych struktur terminów dajki klastyczne (*clastic dikes*) yły klastyczne (*clastic veins*) wymaga pewnych wyjaśnień.

Struktury te są przede wszystkim rezultatem zasypania szczelin. Stosuję d nich nazwę dajek klastycznych zgodnie z klasyfikacją R. Shrocka (1948), który c tego rodzaju dajek zalicza formy:

a. intruzywne — gdzie materiał zostaje wprowadzony pod znacznym ciśni niem od dołu, przy czym szczeliny tworzą się tuż przed intruzją (np. w czasie trz sień ziemi) lub przez rozpychanie skał w czasie intruzji;

b. wypełniające od góry szczeliny uprzednio utworzone — gdzie materi zostaje wprowadzony pod bardzo nieznacznym ciśnieniem lub po prostu wsypywan

Podobną klasyfikację dajek klastycznych przeprowadził R. Garecki (195 choć w szczegółach odbiega ona mocno od innych. Wielu jednakże autorów (np. Bee 1954, Fagerstrom 1955, Dżułyński & Radomski 1956) używa nazwy dajek klastyc nych wyłącznie dla form powstałych w wyniku intruzji.

Odróżnianie klastycznych dajek od klastycznych żył jest przyjmowane prz niewielu autorów. Większość stosuje termin *dikes* bez względu na kształt opisyw nych znalezisk, który zresztą najczęściej jest dość regularny. Różnice w morfolog omawianych utworów mocno podkreślał jednak już Ch. Moore (1867) opisując reg larne wypełnienia liasowe w wapieniu węglowym Anglii jako *dykes*, lekko sfal wane jako *veins*, a kręte jako *irregulare infillings*. Później ten pożyteczny podzi zaczął zanikać. W. Cross (1894) opisując bardzo skomplikowany mikrosystem kl stycznych wypełnień granitu Pikes Peak w Colorado używa wyłącznie termin *dikes* dla form głównych; — drobniejsze nazywa *branches*, *connecting arms* i i A. Pavlow (1896) i H. Arnold-Bemrose (1904) uważają pojęcia *dikes* (*dykes*) i *vei* dla osadowych utworów za równoznaczne.

W ostatnich czasach, gdy zajęto się różnorodnymi i mocno skomplikowany wypełnieniami, zwłaszcza intruzywnymi, rozdzielenie owych pojęć wydaje się b bardzo pożyteczne. Stosują je S. Dżułyński i A. Radomski (1956) dla struktur z flisz karpackiego używając w polskim tekście celowo, co podkreślają, terminu *żyły kl styczne*, w angielskim streszczeniu pozostając jednak przy *clastic dikes*. Rozdzielen to pojawia się także w nowszej literaturze radzieckiej (Dmitriev 1957).

Morfologia dajek i żył

Przebieg najważniejszych dajek i żył przedstawiają fig. 1 i 5. Dajk według numeracji na tych figurach można scharakteryzować ja następuje:

Największa z odsłaniających się dajek (dajka 1), 105 cm długa, jest najpier (w części E) zupełnie prosta, potem (ku W) zaczyna nieco undulować, wreszcie uleg silnemu przewężeniu i kończy się podłużną kieszenią. Grubość jej wynosi 8 cm n odcinku prostym. Przy zwężeniu dajka ta mierzy około 1 cm, potem znów grubiej do 6-7 cm. W jednym z zagłębień oraz na zachodnim zakończeniu wypełnienie dajki jest gruz dolomitowy, co zostało schematycznie zaznaczone na rysunku. Dajk z obu stron kończy się na prostopadle do niej biegnących żyłach.

Druga dajka jest formą mniejszą, mało regularną w przebiegu i grubośc upodobnia się właściwie do żyły klastycznej. Miejsce największej jej miąższoś zdaje się odpowiadać zmianie biegu na prawie równoległy do powierzchni odsłonię cia, przy czym żyła uległa już daleko posuniętej erozji.

Analogiczne zjawisko widać w dajce 3, która ku górze (ku N) ostro wchodz w skałę, zaś ku dołowi (ku S) wychodzi w powietrze. Na rysunku zostało to zazna



Fig. 5

Dajki i żyły klastyczne rozwinięte przy podcięciu brzegowym (partia centralna z fig. 1) Skala 1 : 35

a dajki i żyły klastyczne (1-6), *b* bardzo drobne żyłki klastyczne i szczelinki wietrzeniowe. Warstwy noryku i liasu jak na fig. 1

Clastic dikes and veins formed at wave-out notch (centre of fig. 1). Scale 1 : 35

a clastic dikes and veins (1-6), *b* minute clastic veins and weathering fissures. Norian and Liassic beds as in fig. 1

czone przez rozmazanie i zakropkowanie granicy dajki. Dajka 3 przypuszczalnie łączyła się z dajką 2 nad powierzchnią dzisiejszego odsłonięcia.

Dajka 4 (pl. XXII, fig. 1) tworzy jedną z najbardziej charakterystycznych form. Ma długość 50 cm, a w przebiegu jej zaznacza się przesunięcie powtórzone przez obie ściany dajki bez zmiany jej grubości, która stale wynosi 7 cm. W dole dochodzi do żyły klastycznej biegnącej prostopadle do niej, w górze natomiast kończy się zupełnie ślepo z drobnym tylko i wąskim odgałęzieniem szybko wyklinowującym się ku SE.

Dajka 5 ma zupełnie prosty przebieg, około 50 cm długości a 5 cm szerokości. Z jednej strony kończy się także ślepo, mając wąskie odgałęzienia na rogach, podobnie jak dajka 4, a z drugiej — kończy się żyłą klastyczną, do której dochodząc zwiększa szybko swą grubość do 22 cm.

Dajka 6, o nieco łukowatym przebiegu, wychodzi na NE w powietrze, zaś ku SW grubieje od 4 cm do 6-8 cm i skręca w dół, w stronę systemu drobnych żyłek. Tu posiada raczej ślepe zakończenie o charakterze kieszeni, z gruzem dolomitowym w środku.

Duża dajka 7 o długości około 1 m zapada w podłoże ku W. Odchodzą od niej prostopadle dwie mniejsze dajki, zajmując położenie zgodne z warstwowaniem dolomitów noryckich, przez co tworzą formy, które można by nazwać sillami klastycznymi. Wzdłuż odcinka m-n odsłania się przekrój poprzeczny pozwalający na prześledzenie przebiegu dajek w przestrzeni. Blokdiagram tego wycinka jest przedstawiony na fig. 6.

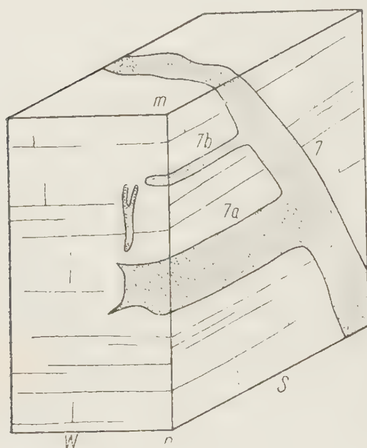


Fig. 6

Blokdiagram klastycznej dajki (dajka 7 na fig. 1). Skala 1 : 20 Krawędź m-n odpowiada odcinkowi m-n na fig. 1

Block-diagram of clastic dike (dike 7 in fig. 1). Scale 1 : 20 Edge marked m-n corresponds to analogously marked segment of straight line in fig. 1

Dajka 8 ma kierunek zbliżony do dajki 7, lecz zanurza się w głąb pod kątem prawie prostym. Jest lekko wygięta, ma długość 65 cm, a grubość 8 cm. Kończy się ślepo z obu stron. Cechą charakterystyczną jest brak, w przeciwieństwie do poprzednich, gładkich ścian — od obu jej bowiem ścianek biegnie szereg drobnych szczelin wypełnionych tym samym co dajka materiałem. Szczelinki są różnej grubości i wnikają na boki na 1—2 cm.

Nieco poniżej tych odsłonięć, w dnie cieku, między warstwami noryku, zupełnie zgodnie z ich przebiegiem, pojawia się na przestrzeni 4 metrów „warstwa" piaskowców liasu (punkt 9 na fig. 1). Miejsce to rzuca się wyraźnie w oczy, gdy idzie się z dołu, a „warstwa" początkowo niezupełnie odsłonięta ciągnęła się w poprzek całego cieku i miała stałą miąższość 10 cm. W pierwszej chwili było to zjawisko zagadkowe, zdające się świadczyć, że sedymentacja klastyczna typu liasowego pojawiła się już w morzu górno-triasowym. Po dokładnym odsłonięciu okazało się, iż

„warstwa" ta już w odległości 1 m dalej na E zwiększa swą grubość do 30 cm i staje się mniej regularna. Poza tym, chociaż bieg jej rzeczywiście jest zgodny z biegiem warstw noryckich, to jednak upad zdecydowanie się różni i wynosi około 50° N, podczas gdy zespół warstw noryku upada 50°, ale na S. „Warstwa" stanowi więc wielką dajkę klastyczną, która na powierzchni intersekcyjnej wychodzi dokładnie równolegle do stratyfikacji osadów, w których powstała, przez co upodabnia się z jednej strony do klastycznego sillu, z drugiej zaś do normalnej warstwy. Dajka ta leży najniżej spośród znanych — wyznacza maksymalne przenikanie szczelin w skały podłoża. Odległość jej od górnej powierzchni abrazyjnej wynosi 11 m, co nie jest zresztą wartością specjalnie dużą w porównaniu z podobnymi genetycznie przypadkami. W wąwozie Kraków dogger wnika bowiem w trias na głębokość ok. 40 m (Kotański 1956), a na obszarze Mendip dajki liasu w wapieniu węglowym sięgają do głębokości 80 m (Moore 1867).

Cechą charakterystyczną wszystkich dajek z Dolinki Smytniej jest posiadanie przekrojów zbliżonych do niewielkich prostokątów. Geometryczna forma dajek musi zatem odpowiadać płaskim, mniej lub więcej wydłużonym prostopadłościanom. Zakończenie takich prostopadłościanów można obserwować w odgałęzieniach dajki 7 (fig. 1) na prostopadłym przekroju. Wycinek odsłonięcia przedstawiony jest na blokdiagramie (fig. 6). Na ścianie W widać wyraźnie, że dajki 7a i 7b biegnące zgodnie z ułożeniem warstw noryku kończą się prostopadłymi ścianami, przy czym grubsza dajka (7a) na rogach posiada drobne żyłki. Do samego końca obie dajki mają jednakową grubość, nie cieniejąc i nie zwężając się.

Rzadziej dajki kończą się inaczej, mianowicie stopniowo tracą swą miąższość i regularny przebieg, przechodząc w formy żyłowe, prędzej lub później wyklinowujące się.

Żyły, zarówno tworzące się z dajek, jak i samodzielne (przynajmniej w intersekcji) oraz łączące poszczególne dajki ze sobą — *connecting arms* W. Crossa (1894), *feeder dike* J. Andersona (1944) — mają grubość średnio 1-1,5 cm, na ogół dość zmienną w poszczególnych odcinkach. Ściany bywają nieregularne, często nierównoległe do siebie. Jedne z żył wiją się, inne raczej trzymają się prostego kierunku. Miejscami tworzą większe kieszenie i jamy o różnych zarysach (fig. 3 i 5). Zakończenia żył są albo ślepe, podobnie jak dajek, albo stanowią przejścia do coraz drobniejszych żyłek o przekroju kilku (1-2) mm, przeważnie wijących się wężykowato — wówczas zawierają jeszcze ziarna piasku wypełniającego. Dalej żyłki te cienieją coraz bardziej, a szerokość ich staje się mniejsza od średnicy ziarn piasku — wówczas wypełnieniem staje się żółty dolomityczny margiel. W tych miejscach detrytyczna żyłka nabiera charakteru szwu falistego *(undulation seam),* a sam margiel staje się podobny do *stylolitic*

clay skin — terminy N. Prokopovicha (1952). Analogiczne, lecz raczej proste zakończenia dajek piaszczystych opisał W. Cross (1894), z granitów Pikes Peak, gdzie stają się one błonkowatymi utworami wnikającymi nawet w szczeliny łupliwości poszczególnych ziarn skaleni.

Drobne wężykowate żyłki i szwy faliste często powstają na rogach ślepo kończących się dajek, co widać dobrze na dajkach 4, 5, 7a i 8 (fig. 1, 5 i 6).

Związek dajek z diaklazami

Rozmieszczenie dajek, regularnych żył oraz ogólny kierunek żył wijących się wskazuje wyraźnie na pewne kierunki, które nie wynikają z litologii warstw triasu, w których są rozwinięte. Są to zatem kierunki nowe, z których na powierzchni intersekcyjnej wyraźnie widać dwa.

Kierunki te okazały się zgodnymi z kierunkami najwyraźniejszych diaklaz, a nieraz dajki lub żyły kończą się diaklazą. Zważywszy, że diaklazy nie mogły przystosować się do zadziwiająco regularnego kierunku dajek, przyjąć trzeba, że to dajki rozwinęły się na płaszczyznach tektonicznych.

Diaklazy wobec tego muszą być ponoryckie a przedliasowe, tzn. odpowiadają powszechnym w tym czasie w Tatrach zaburzeniom starokimeryjskim (Kotański 1956).

Starokimeryjskie diaklazy w czasie późniejszych ruchów w tych stronach nie zostały odmłodzone — przynajmniej nie można stwierdzić zaburzeń tektonicznych w materiale wypełniającym dajki.

Związek stylolitów z dajkami

Zakończanie się dajek stylolitami typu szwu falistego (*undulation seam*), a nawet szwu falisto-stylolitowego (*half undulation — half stylolitic seam* — terminologia Prokopovicha 1952), bądź tworzenie się szwów w dolnym miejscu dajki, ale w kierunku mniej więcej zgodnym z kierunkami diaklaz, które warunkowały powstawanie dajek i żył wskazuje, że procesy prowadzące do utworzenia szczelin z jednej strony, a stylolitów z drugiej, były podobnej natury. W każdym bądź razie szwy faliste musiały powstać po lityfikacji osadów noryckich, często bowiem biegną prostopadle do ich warstewkowania (pl. XXI, fig. 1).

Rozwijanie się stylolitów wzdłuż diaklaz zostało wykazane stosunkowo niedawno (Blake & Roy 1949, Rigby 1953), co stało się ważnym wydarzeniem w badaniu tych zagadkowych struktur. Wymienieni autorzy stwierdzili, że stylolity utworzone zostały w wyniku działalności wody wzdłuż diaklaz odbywającej się równocześnie z fazą kompresyjną dzia-

alności tektonicznej. Opierając się na ich badaniach można uważać, że początek ługowania skał noryckich wzdłuż diaklaz i powstawanie prócz zwów także otwartych szczelin, dających po zapełnieniu dajki, przypadały ia okres kompresji w czasie trwania zaburzeń starokimeryjskich.

Formy powstałe w wyniku erozji dajek i żył

Opisane powyżej struktury są wyraźnymi dajkami i żyłami, tzn. zapadają w głąb od powierzchni odsłonięcia, są widoczne na przekrojach prostopadłych do niej i mają wyraźne zakończenia. Prócz tego istnieją ednak formy, wzmiankowane przy opisie dajek, które na swych końcach ą bardzo niewyraźne, robią wrażenie rozmazujących się i trudno określić, dzie się zaczynają i kończą. Są też żyłki nie wiążące się z nimi, które a niewyraźne na obu swoich końcach. W innych przypadkach zdaje się, e piasek liasowy w ogóle nie jest przywiązany do jakichś żył lub przyajmniej nieregularnych kieszeni, gdyż tworzy rozmazującą się we wszystkich kierunkach formę wyglądającą na syngenetyczne spiaszczenie osaów noryckich lub jakby nachlapanie piasku czy błota na dzisiejszą powierzchnię odsłaniającej się skały. Formy te nie zapadają w głąb skały ub czynią to bardzo nieznacznie, bowiem dają się całkowicie zdrapać lub dłupać. Największa z nich, o powierzchni do 30 × 30 cm, została zaznazona na fig. 5 tuż nad dajką 6.

Sądzę, że niewyraźne fragmenty dajek i żył są miejscami zmieniania rzez nie biegu ze skośnego do powierzchni odsłonięcia na równoległy do iej, natomiast zjawiska pozorujące spiaszczenie są w istocie erozyjnymi esztkami dajek i żył biegnących mniej więcej równolegle do odsłonięcia coraz bardziej z dnia na dzień rozmywanymi i usuwanymi. W niektóych miejscach pozostałościami dajek są już tak nieznaczne ilości piasku, e są to tylko pojedyncze ziarna leżące z dala od siebie.

Porównanie morfologiczne z innymi dajkami

Obfitość miejsc wychodzenia dajek i żył w powietrze, częste ich akończenia i erozyjne pozostałości wskazują, że omawiane ciała są niewielkich rozmiarów we wszystkich trzech kierunkach, a tym samym są ieporównywalne z permanentnie ciągnącymi się nie tylko przez wiele etrów, lecz nawet do kilkudziesięciu kilometrów dajkami klastycznymi pisywanymi z różnych krajów.

Dla przykładu można podać dajki Kalifornii (Diller 1890 — fide Pavlow 1896), nasywu granitowego Pikes Peak w Colorado (Cross 1894, Vitanage 1954), okolic eziora Aralskiego (Garecki 1956), fliszu andyjskiego w Peru i Ekwadorze (Brown 938, Baldry 1938, Anderson 1944), fliszu Karpat (Dżułyński & Radomski 1956), alradu Szkocji (Smith & Rast 1958) itd., co nawet w części nie wyczerpuje miejsc h występowania i liczby autorów zajmujących się nimi.

Ze względu na wielkość, dajki liasowe można porównać z formam nazywanymi przez P. Vitanage'a (1954) *dikelets*. Przestrzennie rzecz bic rąc, żyły liasowe są wypełnieniami płaskich szczelin o powierzchni kilk do kilkunastu metrów kwadratowych, które ślepo lub klinowato kończ się we wszystkich kierunkach, dajki zaś mają postać płaskich prosto padłościanów, przypominających grube deski.

Ramonage. Embrionalne formy żył. Eluwium szczelinowe

Ponieważ forma dajek i żył wskazuje na wypełnienie otwartycl szczelin, zaś materiał w nich zawarty jest wapnistym piaskowcem kwar- cowo-dolomitowym identycznym z nadległymi piaskowcami liasowymi powstanie dajek i żył przez wsypanie lub napławienie osadów liasowycl w leżące niżej szczeliny w skałach noryckich, jest sprawą oczywista Zauważyć można również charakterystyczną selekcję okruchów skal nych — mianowicie w żyłach brakuje większych otoczaków skał kwarco wych czy kwarców żyłowych, podczas gdy znajdują się tu duże kawałk wapieni i dolomitów noryckich. W szcze linach penetrował zatem tylko drobniej- szy materiał egzotyczny (co było uwarun- kowane wielkością ujść szczelin oraz ich połączeń), który mieszał się z autochto- nicznym gruzem o znacznie większycl frakcjach. Ostatni składnik jest rezulta- tem procesu zwanego przez P. Pruvosta (1943) *ramonage* (czyszczenie komina) Okruchy skał noryckich powstały przez mechaniczne odrywanie od ścian szczelin wystających fragmentów, które były zbyt duże, by mogły następnie zostać rozpuszczone lub wyniesione na ze- wnątrz. Dajki 1 i 6 w niektórych par- tiach zawierają produkty takiego *ramo- nage*, które zostały uwięzione w labiryn- cie szczelin i złożone w ślepych zaułkach, gdzie zdobywają przewagę nad normal- nym wypełniającym piaskowcem (fig. 7). Okruchy z przecieranych ścian widoczne są także na planszy XXI, fig. 2 i pl. XXII, fig. 1).



Fig. 7
Produkty mechanicznego czyszczenia ścian szczelin (ramonage) złożone w zagłębieniu i zakończeniu dajki (dajka 1 na fig. 5)
Skala 1 : 20
Products of mechanical smoothing (ramonage) of fissure walls laid down in a depresion and at the termination of dike (dike 1 in fig. 5)
Scale 1 : 20

Komunikacja w obrębie labiryntu była na tyle dobra, że zasypu- jący go piasek dotarł do wszystkich jego kanałów, co miejscami chyba

musiało być wspomagane dodatkowym ciśnieniem — tam mianowicie, gdzie piasek o średnicy 1-2 mm wypełnia żyłki tej samej grubości, przez co warstwa wypełniająca staje się jednoziarnowa.

A zatem procesami powodującymi otworzenie szczelin, poszerzenie ich do ostatecznej wielkości i wygładzenie ścian było ługowanie i wymywanie substancji węglanowej i ilastej oraz mechaniczny *ramonage* wykonywany przez cyrkulującą wodę i wsypywane lub napławiane piaski.

W niektórych jednakże miejscach geneza szczelin i ich wypełnienia jest bardziej skomplikowana. Żyłki są tam nieregularne, drobne, o grubości kilku milimetrów, często kieszeniowate, a wypełnione w znacznym stopniu lub całkowicie żółtym marglem dolomitycznym. Margiel wypełnia także zgrubienia w obrębie szczelin diaklazowych, a czasem jest go tyle, że zapełnia większe żyłki nawet do 1 cm grubości. Zważywszy, że stanowi on często również wypełnienia zakończeń żył klastycznych i ich odgałęzień (zwłaszcza *clay skin* w szwach falistych), uważam go za eluwium rozpuszczanych skał noryckich, a wszystkie drobne szczelinki wypełnione nim za embrionalne formy dajek i żył klastycznych. Gdy szczelinki uległy poszerzeniu i łączyły się z sobą, zaczął dostawać się do nich piasek kwarcowy, który mieszał się z marglistym szlamem eluwialnym. Dotarcie piasku znaczyło często zamarcie procesów rozpuszczania i nierozwijanie się dalej pewnych szczelin, które do dziś zachowały się w początkowej swej postaci. Drobne żyły wypełnione substancją marglistą właściwie nie należą już do *klastycznych*. W opisywanym przypadku wiążą się jednak bardzo wyraźnie z partiami szczelin wypełnionych piaskiem i stopniowo w nie przechodzą.

Wypełnienia węglanowe opisywane były np. jako *sediment dike* (Kramer 1934 — żyły dolomitowe w obrębie czerwonych łupków permskich w Texasie). Z. Kotański (1959) wypełnienia szczelin w wapieniach triasowych przez wapienie doggeru w jednostce Giewontu nazywa *żyłami osadowymi*. Podobne żyły opisywali także Du Noyer (1860) z oldredu Anglii (fide P. Pruvost 1943) oraz O. Ganss (1938) z masywu Dachsteinu. W tym ostatnim miejscu na znacznych przestrzeniach lias (wapień hierlatzki) zachował się wyłącznie w ciągach szczelin *(Zugspalten)* utworzonych przez ługowanie wapieni dachsteińskich wzdłuż spękań tektonicznych i zapełnienie szczelin sedymentami węglanowymi strąconymi z wody i wymieszanymi z eluwiami przyniesionymi z wydźwigniętych miejscami ponad poziom morza stref antyklinalnych.

Niektóre struktury świadczą o tym, że eluwium szczelinowe było przypuszczalnie natury koloidalnej, a w każdym razie było półpłynną masą nabywającą niekiedy już charakteru ciała stałego. Na figurze 8 widoczny jest fragment rozgałęziającej się żyły klastycznej, która w rozwi-

dleniu została zatkana gałką substancji eluwialnej wykazującej budowę charakterystyczną dla usuwających się lub spływających osadów ilastych, przypominającą trochę struktury robaczkowe (Kotański 1955b). Najprawdopodobniej powstała w innym miejscu partia nieco już zestarzałego eluwium została powtórnie nasycona wodą i w postaci błota spłukana w niższe szczeliny, a z powodu dużej lepkości uwięziona w wąskim rozwidleniu jednej ze szczelin. W innych miejscach często wśród piasków i gruzu wypełniającego szczeliny można znaleźć podobne gałki lub całe smugi eluwialnego marglu, nieraz obficie inkrustowane lub wymieszane z piaskiem kwarcowym.

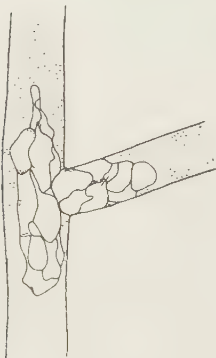


Fig. 8

Gałka substancji eluwialnej uwięziona w rozwidleniu żyły klastycznej
Nieco pomniejszone

Ball of elluvial substance trapped in a bifurcation of the clastic vein
Slightly reduced

Struktury zbliżone do robaczkowych obserwowano w obrębie dajek klastycznych niejednokrotnie. P. Vitanage (1954) na podstawie doświadczeń O. Jenkinsa uważa, że powstały one w wyniku wciskania w szczeliny później przynoszonego materiału piaszczystego w materiał wcześniej złożony w szczelinach, który uległ już częściowej konsolidacji. J. Monroe (1932) (fide P. Vitanage) analogiczne zaburzenia w opracowywanych przez siebie dajkach z Texasu uważa natomiast za wynik osuwania się sedymentu w szczelinach.

W największej ilości przypadków początkowe stadia rozwojowe dajek i żył klastycznych rozwinięte są tuż przy ścianie brzegowej (fig. 3), choć forma ich jest bardzo urozmaicona i odbiega od kształtu postaci dojrzałych. Poza tym w tej stronie żyłki są raczej rozwinięte w kierunkach zgodnych z warstwowaniem i prostopadłych do niego, co przypuszczalnie stoi w związku ze zmianą kierunku szczelin. W innych miejscach odsłonięć formy początkowe rozmieszczone są sporadycznie, choć miejscami gromadzą się w całe grupy drobnych szczelinek, np. na powierzchni między dajką 5 a 6 (fig. 5).

Geneza systemu dajek i żył

W rozmieszczeniu dojrzałych form dajek i żył można również zauważyć prawidłowość. Mianowicie zupełnie nie zależy ono od własności litologicznych warstw noryku, w obrębie których dajki się rozwijają, ale za to widać, że przywiązane jest głównie do pewnej części falezy, mianowicie do bardzo silnego podcięcia brzegu. Część falezy, w której dajki się rozwinęły. może być wprawdzie zbudowana ze skał nieco bardziej

aangażowanych tektonicznie, co nawet mogło w konsekwencji powodo-
/ać mniejszą odporność na późniejsze procesy prowadzące do ługowa-
ia wzdłuż diaklaz i dające szczeliny, ale co nie może tłumaczyć poja-
/ienia się tych procesów. System dajek i żył gęsto przecinających skałę
oniżej podcięcia zajmuje na powierzchni intersekcyjnej około 20 m².
'a pozostałej powierzchni odsłonięcia, mającej dwieście kilkadziesiąt
ıetrów kwadratowych, dajki i żyły rozrzucone są sporadycznie i różnią
.ę między sobą kształtami oraz stadium rozwoju. Zważywszy, że poza
odcięciem falezy omawiane formy w postaci całego systemu nigdzie
.ę nie rozwijają — w wyższych partiach falezy są jedynie ich początkowe
;adia (słabe ługowanie i wypłukiwanie), a formy dojrzałe sporadycznie,
' innych profilach i odsłonięciach brak ich zupełnie — można z dużym
rawdopodobieństwem uznać związek dajek i żył z podcięciem brzego-
/ym za uzasadniony genetycznie — dajki i żyły klastyczne związane
yłyby z działalnością fal lub bryzgów przyniesionych przybojem ku
ılezie. Sprecyzowany horyzont może odpowiadać ustabilizowaniu się po-
ıomu zasięgu kipieli bądź rozprysku.

Szczeliny w kompleksie skał noryckich powstały zatem w wyniku
ziałalności wód morskich, w środowisku przejściowym (częściowo subа-
walnym, częściowo subaeralnym) w klifie, a więc zasadniczo jeszcze na
ądzie. W tworzeniu się ich mogły pewną rolę odgrywać także wody opa-
owe lub gruntowe penetrujące w szczelinach skalistego brzegu. Nie
'idać natomiast jakichkolwiek śladów procesów krasowych, które nie
ıiały odpowiednich warunków do rozwinięcia się.

Przedstawione wyżej procesy tłumaczą powstanie szczelin, trudno
atomiast przy ich pomocy wyjaśnić specyficzne prostopadłościenne
ształty niektórych z nich, dających po zapełnieniu dajki klastyczne
'ig. 6).

Działalnością fali przybojowej sprężającej wodę, a zwłaszcza powie-
ze w szczelinach klifu przypuszczalnie można też wytłumaczyć wspom-
.ane (str. 248) wypełnienia wąskich szczelin tej samej (a chwilami zdaje
ę nawet nieco większej) grubości piaskiem. Z działalnością fal w obrę-
ie falezy byłyby zatem związane nie tylko procesy powstawania szcze-
n, lecz także ich zapełniania. Obu procesom towarzyszyła jednocześnie
ostępująca abrazja, o czym świadczą bloki klifowe już przecięte żyłami
lastycznymi. Bloki z żyłami świadczą też o stosunkowo szybkiej diage-
ezie, skoro zawartość żył nie uległa wymyciu podczas obróbki w wodzie.

Litoralna, klifowa geneza systemu liasowych dajek i żył klastycznych jest
tyle interesująca, że choć gęste, często skomplikowane uszczelinienie dzisiejszych
zegów abradowanych jest bardzo pospolite, to rzadko dochodzi do zachowania go
stanie kopalnym. Najczęściej są to jedynie sporadyczne szczeliny, np. znalezione
abradowanej powierzchni porfiru Sanki pod Krakowem przez S. Dżułyńskiego

(1949) lub występujące w kopalnych powierzchniach abrazyjnych na bazaltach ha-wajskich (Stearns 1938). Żyły osadowe związane z powierzchniami abrazyjnymi s także bardzo charakterystyczne dla jednostki Giewontu w Tatrach (Kotański 1959). Inne znane opisy dotyczą wypełnienia szczelin różnej genezy (powstałych na lądzi i potem zanurzonych, otwartych przez podmorskie trzęsienia ziemi lub zaburzeni mas) w strefach już znacznie bardziej odległych od brzegu (Moore 1867, Pavlo 1896, Kramer 1934, Ganss 1938, Anderson 1944, Strachan, Temple & Williams 1948

STOSUNEK LIASU DO NORYKU

Pewne z opisanych faktów, a więc poziom zwietrzałych otoczaków brekcji noryckiej, pseudosill klastyczny, odcinki żył klastycznych wypeł-nione substancją marglistą podobną do niektórych marglistych dolomitów noryku, erozyjne resztki dajek i żył klastycznych wyglądające na synge-netyczne spiaszczenie noryku — mogły przed zbadaniem sugerować syn-chroniczność facji węglanowej noryku z facją klastyczną liasu, a tym samym ciągłość sedymentacji od noryku do liasu, zatem pomieszczeni w obrębie obserwowanych warstw również retyku.

Podobny wniosek wyciągnąć można było z podanego przez Z. Ko-tańskiego (1956, 1959) faktu występowania w stropowych warstwach noryku Dolinki Smytniej licznych otoczaków kwarcu, co niejako mogłoby być zaczątkiem dolno-jurajskiej sedymentacji klastycznej. Szukając źródła kwarcu dla osadów liasowych zainteresowałem się tym składnikiem. Okazało się jednak, że są to wyłącznie konkrecje krzemionkowe równo-miernie rozrzucone w osadzie, miejscami zaś ułożone w sznureczki zgod-nie z warstwowaniem. W takim przypadku poszczególne konkrecyjki (kształtu nieraz doskonale kulistego, o średnicy 1-2 mm, a nierównej po-wierzchni) zlewają się z sobą w drobne utwory warkoczykowate lub ner-kowate, wydłużone wzdłuż warstw, posiadające w centrum większą kon-krecję o średnicy dochodzącej do 5 mm. Konkrecyjki zdają się być przy-wiązane do warstewek fanerokrystalicznych — wapiennych, a raczej uni-kają dolomitowych, choć może to być zjawiskiem pozornym dzięki prze-wadze ławiczek wapiennych w omawianej serii.

Pod mikroskopem widać, że składnikiem budującym konkrecje jest kwarc ułożony w sferolity bez zaznaczającego się jądra. Granica sferolitów z tłem jest na ogół ostra, choć nie brak również stopniowego przechodzenia przez wąską strefę graniczną złożoną z sitowo przenikającego się kwarcu i substancji węglano-wej z otaczającej skały. W tej ostatniej pojawiają się również miejscami drobne płatki kwarcowe o słabo wyrażonej sferolityczności lub stanowiące część prawidło-wego sferolitu.

Analogiczne konkrecje były przedmiotem pracy A. Cailleux (1947).

Węglanowy kompleks warstw noryckich z Dolinki Smytniej powstał w morzu (Kotański 1956), w którym — jak wynika z moich obserwacji —

chwilą ustania wpływów klastycznych facji kajprowych (karniku) nie ·ojawiają się więcej elementy terrygeniczne, prócz najdrobniejszych mę-5w dających zanieczyszczenia margliste, oraz krzemionki tworzącej naj-ozmaitsze krzemienie (Passendorfer 1954, Kotański 1956) i opisane drob-e konkrecyjki kwarcowe. Konkrecyjki te przywiązane są do ławic wę-lanowych i unikają mętów klastycznych, co wraz z przechodzeniem ' soczewki, a nawet drobne warstewki wskazuje na syngenetyczne po-'stanie w morzu noryckim.

Warunki panujące w noryckim morzu w rejonie dzisiejszej Dolinki mytniej zmieniają się jednak wyraźnie już na prawym zboczu Doliny .ościeliskiej (Gubalec), gdzie pojawiają się ziarna kwarcu powyżej 3 mm 'ednicy (Kotański 1956), których w Dolince Smytniej nie udało mi się ıaleźć.

Nie są to konkrecje — z okazów użyczonych mi przez Dr Z. Kotańskiego wy-onano szlify. Widoczne pod mikroskopem ziarna kwarcu wykazują pokrój suban-ılarny, są nieco nerkowate, częściowo z powodu mozaikowej budowy, a miejsca-i dzięki kalcyfikacji posuwającej się do granic ziarn ku środkowi. Na powierzchni yszlifowanej widać, że ziarna są dobrze wysortowane, o średnicy ok. 3 mm, nie-:óre wydłużone do 4,5 mm. Nie tworzą własnych ławiczek, lecz są rozrzucone spoiwie brekcji wyglądającej na spływową, w okruchach brekcji zaś brak ich ıpełnie. Makroskopowo ziarna z Gubalca nieraz są trochę podobne do konkrecji 'zemionkowych z Dolinki Smytniej, co przypuszczalnie stało się przyczyną mylnego .naczenia konkrecji jako ziarn detrytycznego kwarcu.

Widać więc, że szereg omówionych zjawisk z Dolinki Smytniej tylko ›zorowało ciągłość sedymentacji i stopniowe przechodzenie facji noryc-ej w liasową, ku czemu skłaniałem się w pierwszej fazie badań.

Struktury rozwinięte w górnej części Dolinki Smytniej są jednak na tyle ›kawe, że śmiało można porównać z bardzo złożonymi, a przez wiele lat zupełnie gadkowymi położeniami osadów, które panują np. w Basenie Paryskim, gdzie sto-nek montu do senonu przez wiele dziesiątków lat pobudzał wyobraźnię badaczy. ıjnowszą syntezę tych zagadnień daje M. Gignoux (1950); otóż np. w Vigny koło ›ims moncki tzw. „calcaire pisolithique", będący faktycznie wapieniem litotamnio-ʼm, wypełnia abrazyjne podcięcia brzegowe, które nieraz mają kształt płaskich sz równoległych do warstwowania wapiennych skał kampanu. Otrzymany w dzi-:jszych odsłonięciach intersekcyjny obraz przypomina zupełnie normalne następ-vo warstw tak, że przez długi czas wielu autorów uważało mont za wkładkę ·atygraficzną w kredzie senońskiej. Dziś kredę uznano za kampan i udowodniono nienie poważnej luki sedymentacyjnej obejmującej mastrycht i dan — podobnie tem jak w Dolince Smytniej miała tam miejsce znaczna erozja, choć wykształ-y się jednocześnie struktury doskonale pozorujące ciągłość osadzania.

PALEOGEOGRAFIA TRANSGRESJI LIASOWEJ

Zjawiska abrazyjne rozwinięte są dobrze w górnej części Dolinki ıytniej, podczas gdy u jej podnóża, tj. w Dolinie Kościeliskiej wykazują

stosunkowo małą działalność, co mogłoby wskazywać na zmienność rów noleżnikową liasowego brzegu. Jednakże miejsca te, jak wykazali L. Ho witz i F. Rabowski (1922) są oddalone od siebie nie tylko równoleżnikow lecz także południkowo w obrębie jednostki Kominów Tylkowych. Mi nowicie górne profile w Dolince Smytniej leżały bardziej na południ w basenie sedymentacyjnym, przez co zbliżone były do serii Czerwonyc Wierchów. Zbliżenie, wobec poziomego biegu podłużnej osi jednost Kominów Tylkowych na tym terenie, równa się różnicy hipsometryczn poszczególnych, równowiekowych odsłonięć, tzn. dla odkrywki z fale wynosi około 350 m w stosunku do profilu przy krzyżu Pola oraz oko 150 m w stosunku do profilu wzdłuż Gładkiego Żlebu (profile opraco wane przez Z. Kotańskiego 1959). Nie są to wprawdzie wielkości znaczn ale może nasunąć się pytanie, czy pojawienie się falezy nie jest wyn kiem zbliżenia do obszaru sedymentacyjnego jednostki Czerwonych Wie chów i Giewontu, który podczas liasu był lądem (Horwitz & Rabowsk 1922, Kotański 1956, 1959).

Odpowiedź na to pytanie jest raczej negatywna. Podcięcie brzego we widoczne w centralnej części figury 1 (nad systemem dajek) mog powstać przy ścianie abradowanej o ekspozycji bądź północnej, bądź po łudniowej, bowiem w obu przypadkach obraz intersekcyjny jest analo giczny. Widoczny z lewej, a więc zachodniej strony, podcięty brzeg by skierowany ku zachodowi. W górze dolinki było zatem przypuszczaln kilka abradowanych ścian, nie można jednak ustalić ogólnego położeni klifu w stosunku do otwartego morza. Poza tym faleza nie leży w naj wyższych hipsometrycznie partiach noryku, które ciągną się wyżej na Dolinką Smytnią, a posiadają na sobie jedynie powierzchnię abrazyjn wraz z brekcjami klifowymi.

Sprawa wielkości abrazji wykonanej przez morze liasowe, rozpa trzona przez Z. Kotańskiego (1956, 1959) także nie rozwiązuje tej kwesti Drobne osady morskiego retyku zostały tutaj całkowicie usunięte, noryc kie zaś zabradowane w różnym stopniu. Dzisiejsza miąższość tego ostat niego piętra wynosi w profilu przy falezie 32 m, w profilu Gładkieg Żlebu — 130 m. Profile te według Z. Kotańskiego wykazują jedna znaczne różnice w wykształceniu osadów, zatem strata 100 m miąższośc wynika zarówno z przyczyn sedymentacyjnych jak i abrazyjnych — niesposób więc ustalić wpływu każdej z przyczyn osobno.

Z rozważań tych wynika brak podstaw do wyciągnięcia wniosków o wpływie brzegu lądu Czerwonych Wierchów-Giewontu na rozwój zja wisk litoralnych liasu. L. Horwitz i F. Rabowski (1922) wykazywali nato miast znaczny wpływ tego brzegu na czas transgresji i na rozkład facj w samym liasie. Odnośnie do czasu transgresji wymienieni autorzy uwa

żali za możliwe ustalenie jej w górze Dolinki Smytniej dopiero w swoim trzecim poziomie, tj. o dwa poziomy wyżej niż w dolnych partiach Smytniej.

Doskonałe zachowanie się struktur litoralnych w górnej części dolinki świadczy wyraźnie, że transgresja liasowa musiała tam być nadzwyczaj szybka, nie ma jednak danych, czy równie szybko zajmowała partie w innych przekrojach wzdłuż Dolinki Smytniej. Można co najwyżej podejrzewać taki jej przebieg. Zatem wiek transgresji byłby raczej na całym obszarze mniej więcej ten sam, co jest zgodne z wnioskami Z. Kotańskiego (1959) wyprowadzonymi na podstawie analizy profilów litologicznych całego liasu.

SKAŁOTOCZE *POTAMILLA RENIFORMIS* [O. F. Müller] I ICH EKOLOGIA

Warunki panujące w morzu liasowym jednostek wierchowych sprzyjały rozwojowi skałotoczy (litofagów), które pozostawiły liczne dowody swej działalności. Są nimi chodniki (korytarze) obficie przenikające skałę podłoża, tj. węglanowe skały noryckie — a zachowane prawie wyłącznie w otoczakach tych skał. Wszystkie skałotocze należą do jednego rodzaju, a pierwszą wzmiankę podał o nich z Dolinki Smytniej i Doliny Chochołowskiej Z. Kotański (1959).

Morfologia korytarzy

Korytarze liasowych skałotoczy są rurkowate, o doskonale okrągłym przekroju, izodiametryczne przez całą długość, pozbawione zgrubień i przewężeń, i mające gładką powierzchnię, bez jakichkolwiek wyrostków i odgałęzień. Przeważają formy o średnicy 2-3 mm z maksymalną wielkością zmierzoną na jednym okazie 3,7 mm (1-6 na fig. 9). Pozornie zresztą średnica wydaje się być znacznie większą z powodu skośności przekrojów. Prócz wymienionych form „dużych" istnieje szereg okazów o całej skali rozmiarów poprzecznych, ale zauważyć można, że form o średnicach około 1 mm (od 0,75 mm do 1,4 mm) jest specjalnie dużo. Formy te, które orientacyjnie nazywam „małymi" (7 na fig. 9), mają prócz wielkości cechy identyczne z „dużymi".

Podłużny kształt korytarzy jest prawie prosty (2 i 3 na fig. 9), nieco zundulowany (5 na fig. 9), rzadziej silnie wykręcony (6 na fig. 9), całkiem sporadycznie zdarzają się okazy sierpowato wygięte (1 na fig. 9); tylko jeden wygląda jakby był zgięty o kilkanaście stopni (4 na fig. 9). Okazy sierpowate częste są tylko gdzieniegdzie, wiele ich znajduje się w otoczaku przedstawionym na planszy XXII, figurze 2. Zupełnie nie zauważyłem form poskręcanych, zwiniętych itp.

Całkowita długość chodników jest trudna do określenia. Najdłuższe odpreparowane korytarze, jakimi dysponuję, mierzą 1,5—2 cm, z górną granicą 3 cm; największy, liczący 3,2 cm, przebija otoczak na wylot. Ponieważ, jak wspomniałem, korytarze zachowane są w otoczakach, ujścia mogły być obcinane i nie można ocenić długości chodnika w chwili posiadania swego gospodarza. W miejscach, które uznać można za zakończenia, widać, że korytarze kończyły się jak palec u rękawiczki (określenie F. Ellenbergera 1947), tzn. są zaokrąglone, ale bez nabrzmienia.

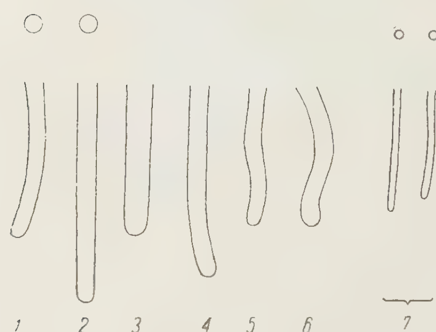


Fig. 9

Przekroje przez korytarze *Potamilla reniformis* O. F. Müller z liasu wierchowego. *1-6* formy duże, 7 formy małe Wielkość naturalna

Sections of borings of *Potamilla reniformis* O. F. Müller from high-tatric Lias. *1-6* "large" forms, 7 "small" forms

Natural size

Kierunek drążenia korytarza w stosunku do powierzchni, od której rozpoczęło się wiercenie jest rozmaity. Otoczak na planszy XXII, figurze 2 jest pocięty, niby gęstym splotem, chodnikami we wszystkich, bezładnie ułożonych kierunkach. Na planszy XXIV, figurze 1 widać odpreparowane w obrębie otoczaka marglistego dolomitu kanały, które ułożone są prawie równolegle, co wygląda zupełnie jak mięso przepuszczone przez maszynkę. Przypuszczalnie pierwotnie skałotocze w tym miejscu drążyły prostopadle do powierzchni i to bardzo gęsto — znajduje się tu 8 wylotów chodników na 2,2 cm^2. Sporadyczne chodniki, jakie znalazłem na górnej powierzchni abrazyjnej, ustawione są pod średnimi lub prostymi kątami do niej. Plansza XXIV, figura 3 ukazuje otoczak, który — jak mi się wydaje — był przedmiotem wiercenia w tej postaci, w jakiej zachował się w osadzie — zawiera on m.in. chodniki ustawione prawie równolegle do powierzchni otoczaka.

Korytarze są wyłącznie pojedyncze. Sierpowate mają kształt wycinka obwodu koła o dużym promieniu i w żadnym przypadku nie tworzą pętli. Nigdzie nie zauważyłem U-kształtnego zawracania chodników, ani ułożenia ich parami koło siebie, co jest cechą diagnostyczną niektórych skałotoczy.

Korytarze zupełnie nie posiadają rozgałęzień i nie przecinają się. Natomiast w dwóch przypadkach widać, że spośród blisko siebie położonych chodników, jeden dochodzi do ścianki drugiego i tu się kończy.

ormy małe zachowują się identycznie jak duże. Na otoczaku przedsta-ionym na planszy XXIV, figurze 1 istnieje forma mała drążąca w opusz-zonym korytarzu formy dużej, w tym samym zresztą kierunku. Figu-a 2 na planszy XXIV z kolei przedstawia przypadek predyspozycji do iercenia — chodniki nie przecinają się z sobą, biegną w różnych kie-unkach, ale kierunki te przywiązane są przede wszystkim do dwóch łaszczyzn przecinających się pod dużym kątem. Jedynym wytłumacze-em tej regularności jest przyjęcie działalności skałotoczy wzdłuż aszczyzn diaklaz (przypuszczalnie nadwietrzałych). Ostatnie dwa fakty skazują, że skałotocze potrafiły znajdować nieco lepsze warunki ułatwia-ce drążenie i wykorzystywały je.

rzynależność systematyczna

Chodniki omawianych skałotoczy liasowych pod względem kształtu wielkości są nadzwyczaj podobne do opisanych przez F. Ellenbergera 947) jako należących do rodzaju *Potamilla* (familia Sabellidae, ordo olychaeta). Według tego autora formy, którymi się zajął, są identyczne dzisiejszym gatunkiem *Potamilla reniformis* O. F. Müller.

Praca F. Ellenbergera dotyczy najrozmaitszych struktur w kredzie stwardnia-j w Meudon pod Paryżem. Wśród wydrążeń i kanałów, prócz zupełnie zagadko-ych, istnieją też inne, dobrze nadające się do określenia. Są to m.in. perforacje ałżów *(Lithodomus)* oraz wieloszczetów *(Polydora* i *Potamilla)*. Wydrążenia ostat-ego rodzaju są uderzająco podobne do liasowych tatrzańskich, jedynie rozmiary ogą mieć nieco większe — średnicę 2-6 mm, a długość do 10 cm.

W obrębie dostępnej mi literatury zoologicznej nie napotkałem isłej diagnozy korytarzy dzisiejszej *Potamilla reniformis* O. F. Müller 71 = *Sabella saxicola* Grube 1861 = *Sabella saxicava* de Quatrefages 65 itd. — vide P. Fauvel (1927). Wśród prac geologiczno-paleontolo-cznych istnieją tylko skąpe wzmianki o tym skałotoczu, najczęściej bez isu korytarzy. Stąd pomiary i rysunki F. Ellenbergera są jedynymi anymi mi dotyczącymi kopalnych *Potamilla*.

Ponieważ nie dysponuję zbiorami porównawczymi wydrążeń doko-wanych przez dzisiejsze wieloszczety, których w Polsce brak, mogę reślić przede wszystkim przynależność moich form do rodzaju *Pota-illa* Malmgren oraz, opierając się na pracy F. Ellenbergera, uznać wiel-e podobieństwo ich do dzisiejszego gatunku *Potamilla reniformis* F. Müller powszechnie żyjącego w Atlantyku, Morzu Śródziemnym, orzach północnych i in. (Fauvel 1927). Rozpiętość czasowa tej formy — retyku (patrz dalej) do dziś — byłaby więc znaczna. Nie należy jed-k zapominać, że jest ona właściwie liptogatunkiem mogącym, anato-cznie rzecz biorąc, odpowiadać całemu szeregowi rozwojowemu, a na-

wet niespokrewnionym gatunkom. Z drugiej strony filogenetyczny konserwatyzm u Chaetopoda jest powszechnie znany.

Mimo tego rodzaju zastrzeżeń formę liasową będę nazywał dalej *Potamilla reniformis* O. F. Müller, gdyż nazwa ta już została użyta przez F. Ellenbergera dla korytarzy form kopalnych.

Ponieważ inne litofagi spośród Polychaeta Sedentaria (Tubicola) są stosunkowo pospolite w stanie kopalnym, zwłaszcza *Polydora* i pokrewne (Łomnicki 188?, Douvillé 1907, Prell 1926, Abel 1935, Ellenberger 1947, Roger 1952, Shrock & Twenhofel 1953, Lessertisseur (1955), rzadkość *Potamilla* może wydać się dziwna. Do takiej sugestii skłania obfitość jej w liasie wierchowym Tatr (okazy opisywane pochodzą z jednostki Kominów Tylkowych, mgr W. Jaroszewski zaś pozwolił mi zapoznać się także z kilkoma okazami z liasu opracowanej przez siebie (1957) jednostki Świerkul) i nierzadkie występowanie w hard ground na pograniczu kredy i trzeciorzędu Basenu Paryskiego. Można zapytać, czy przypadkiem prostota chodników *Potamilla reniformis* O. F. Müller nie jest przyczyną niezauważania działalności tych zwierząt w tym samym czasie w innych rejonach geograficznych. Chodniki są bowiem jedynym śladem, jaki *Potamilla reniformis* O. F. Müller po sobie zostawia. Rodzaj *Potamilla*, podobnie jak cała rodzina Sabellidae, do której należy, nie posiada żadnych elementów mogących podlegać fossylizacji. Sugestie R. Abrarda (1946), że w korytarzach kopalnych pierścienic winny znajdować się szczęki, którymi pierścienice wiercą, są nieporozumieniem, bowiem rodzina ta szczęk nie posiada. *Polydora* (należąca do innej rodziny, Spionidae), jeden z największych niszczycieli skał znanych w stanie kopalnym i dziś, wierci, a raczej trze swoje chodniki ostrymi nieraz ząbkowanymi szczecinkami piątego i ewentualnie ostatnich segmentów (informacja de Saint-Josepha w pracy H. Douvillégo 1907). O ile się orientuję nie czyniono dotąd jednak analogicznych spostrzeżeń dla *Potamilla*. Rodzina Sabellidae nie posiada również wieczek (opercula), które niekiedy u rodzin posiadających je, np. u Serpulidae, zachowują się, a którym ostatnio przypisuje się nawet wartość stratygraficzną (Wrigley 1949).

Ekologia

Ślady działalności *Potamilla reniformis* O. F. Müller w liasie wierchowym występują prawie wyłącznie w otoczakach. Interesującym byłoby stwierdzenie, czy ten powszechny zespół liptocenotyczny jest auto- czy allochtoniczny, — tzn. czy skałotocze drążyły drobny gruz i otoczaki przede wszystkim dolomitów, żyjąc w strefie jego depozycji, czy też drążyły wystające elementy noryckie bądź wielkie bloki w strefie przybrzeżnej. Jednakże ustalić fakt borowania bloku (otoczaka, żwiru) można tylko wtedy, gdy mamy widoczną podziurawioną „korę" i nieruszone „jądro", a zależy to od głębokości penetracji drążących organizmów (np. małż *Pholas* drąży do 30 cm, z wieloszczetów *Dipolydora* 14 cm, *Potamilla* 10 cm, *Polydora* 1,5–2 cm).

W osadach górnego liasu panują piaskowce i brekcje dolomitowo-krynoidowe o średnicy okruchów poniżej 1 cm (Horwitz & Rabowski 1922, Kotański 1959), wśród których okruchy skał noryku albo są nieru-

szone, albo przedrążone całkowicie. Sugestie moje idą w kierunku wykazania, że ten drobny gruz nie mógł być biotopem dla omawianych wieloszczetów. Już bowiem współwystępowanie okruchów nieruszonych i całkowicie podziurawionych sprawia trudność dla przeciwnej interpretacji. Poza tym ślady działalności skałotoczy noszą najdrobniejsze okruchy. Są na nich nie tylko ślady kilku korytarzy, lecz również misterne formy wycięć aż po „kołnierzyki" pojedynczych korytarzy (pl. XXIII, fig. 1). Żłobienia znać na brzegach okruchów o średnicy 2-3 mm. Wątpliwe, by wieloszczety, których korytarzyki miały co najmniej kilka centymetrów, drążyły tak małe otoczaki; wątpliwe, by drążyły otoczaki nawet mniejsze od średnicy własnego chodnika. Chodzi tu o aspekt etologiczny — skałotocz borował w celu zdobycia mieszkania, które było niezbędne do wykonywania jego normalnych czynności fizjologicznych. Wydaje się więc, że niekorzystne pod tym względem, drobne (poniżej 1 cm) frakcje nie mogły być przedmiotem jego zainteresowania, zwłaszcza że obok leżą nieruszone okruchy 1-2 cm. Poza tym borowanie obiektów tak małych i labilnych, że ciała nie można by przyczepić, jest nie do pomyślenia. Ewentualny argument „autochtoniczności" misternych wycięć i kołnierzyków nie jest przekonywujący. Zachowanie się ich zawdzięczamy wypełnieniu osadem podczas transportu, który nawet mógł być dość znaczny. Sedyment górno-liasowy miał charakter subklastycznej brai krynoidowej, która mogła dodatkowo amortyzować uderzenia i tarcie.

W obrębie wapieni wyższego liasu prawego zbocza Doliny Chochołowskiej znane są ławice otoczaków (średnicy 1-3 cm) skał noryckich (Kotański 1959). Jak zauważyłem, w obrębie jednych ławic borowanie jest nadzwyczaj intensywne, a w obrębie innych brak go prawie zupełnie. Prostszym tłumaczeniem jest naprzemianległe przynoszenie żwirów z obszaru biotopu skałotoczy i miejsc abiotycznych, niż pulsacyjne zjawianie się omawianych zwierząt w następujących po sobie ławicach.

W osadach środkowego liasu panują piaskowce kwarcowo-dolomitowe z przewagą kwarcowych (Horwitz & Rabowski 1922, Kotański 1959), które są zespołem jednostajnym o grubości ziarn zbyt małej, by można było znaleźć ślady skałotoczy.

W liasie dolnym natomiast znajdują się podziurawione otoczaki skał noryckich, jednakże rozstrzygnięcie tutaj, co było przedmiotem drążenia (skaliste dno czy otoczak), nie jest łatwe. Figura 3 na planszy XXIV przedstawia otoczak o wymiarach 3,5 × 6 cm, który zdaje się wskazywać, iż jako taki był przedmiotem drążenia — przekroje korytarzy są zgrupowane po brzegach i biegną raczej ku środkowi otoczaka. Identyczne otoczaki jako przedmioty drążenia opisuje np. Alb. Heim (1919) z morskiej molasy alpejskiej, a S. Alexandrowicz (1955) z doggeru kra-

kowskiego. Na figurze 2 planszy XXIV widoczny jest natomiast otoczak o rozmiarach prawie dwa razy większych — 5,5 × 10 cm — zupełnie dokładnie i bez zróżnicowania podziurawiony w całej swej masie. Przypuszczam, że fakty te odpowiadają przywiązaniu skałotoczy do nisz ekologicznych, które rozciągały się przekątnie do następstwa frakcji materiałów klastycznych składanych w pewnej odległości od brzegu.

W obrębie form falezowych wykształconych w spągu liasu udało się znaleźć zaledwie kilka pojedynczych chodników około 1 cm długich na górnej powierzchni abrazyjnej. Sam brzeg zatem i klifowe blokowisko nie stanowiły korzystnego środowiska dla wieloszczetów — żyły one w nieco głębszych (kilka do kilkunastu metrów) i spokojniejszych wodach.

Materiały uzyskane z całego obszaru występowania liasu od Doliny Kościeliskiej po Bobrowiec dowodzą zatem, że działalność litofagów *Potamilla* prowadzona przede wszystkim w niszach ekologicznych przywiązana była do pewnych obszarów, które mogły obejmować bądź wystające elementy skał noryckich ponad powierzchnię sedymentacji liasu (ostańce abrazyjne, niekoniecznie nawet wystające ponad powierzchnię morza), bądź skupiska większych bloków i otoczaków, choć nie w samej strefie kipieli. Istnieje zresztą ciągły szereg — monolity skalne — bloki podcięte, ale jeszcze nieruszone — bloki nieco przetransportowane — itd., aż po coraz drobniejsze okruchy i otoczaki. Chodziło mi więc o odnalezienie granicy, kiedy przy zmniejszaniu frakcji pewien fragment skalny przestaje być właściwym biotopem drążących wieloszczetów liasowych. Obserwacje moje wskazują na niemożliwość penetracji skałotoczy w ostatnie ogniwa tego szeregu, które właśnie tworzą większość osadów górnego liasu, a w obrębie których ślady skałotoczy są nadzwyczaj częste. Tutaj współwystępowanie okruchów nie podziurawionych i całkowicie podziurawionych jest efektem wymieszania jednocześnie niszczonych „kor" i „jąder" partii skalnego dna, skałek, bądź dużych otoczaków.

Jako jedną z przyczyn określających zasięg nisz ekologicznych można uważać za F. Ellenbergerem (1947) obecność algowych zarośli pokrywających zupełnie skalne partie morskiego dna. Autor ten uważa, że algi nie tylko nie dopuszczały skałotoczy do twardej skały, ale również zabezpieczały dawniejsze kanaliki (różnej genezy, nie tylko po skałotoczach) przed zasypaniem, przez co w niektórych miejscach zachowały się puste do dziś, np. w Bellevue pod Paryżem we wspomnianej kredzie stwardniałej.

Poza tym *Potamilla* przypuszczalnie nie we wszystkich swych stanowiskach drążyła skałę. Dziś bowiem *P. reniformis* O. F. Müller żyje często w tubach między kamieniami, w szczelinach skał itp. nie drążąc — taka właśnie została po raz pierwszy znaleziona i opisana przez O. F. Müllera (1771) w przybrzeżnych wodach Holms Fjordu na Islandii. Podobne zjawisko u *Polydora* opisał A. Söderström (1923). Znane jest ono także u skałotoczy innych grup zwierzęcych, np. u jeżowca

Paracentrotus lividus L., u którego z kolei ma charakter geograficzny (Abel 1935 i in.). Obserwacje A. Söderströma wskazują też, że drążące *Polydora* wiercą różnej wielkości korytarze i poszczególne osobniki kryją w skale mniej lub bardziej tylko część swego ciała.

Mimo złożoności powyższych rozważań ekologicznych wydaje się, że ze zmienności liasu w profilu pionowym, wobec konsekwentnego pogłębiania facji, można uchwycić sukcesję poziomą. W facjach klifowych prawie zupełnie brak drążących wieloszczetów, w facjach sublitoralnych ma miejsce duży ich rozwój i borowanie przez nie skalistego dna, bloków i większych otoczaków, a w facjach szelfowych — zanik biotopów, a jedynie zachodzi redepozycja przyniesionych z poprzednich facji poniszczonych ich mieszkań.

Największa ilość śladów *Potamilla* w noryckich okruchach w obrębie wyższego liasu może wskazywać na optimum rozwojowe tych organizmów, ale też może wynikać ze zdecydowanej przewagi węglanowych skał noryckich wśród dostarczanych w tym czasie elementów terygenicznych, a skały te były jedynymi obiektami działalności drążących *Potamilla*.

ŚLADY OSADÓW MORSKIEGO RETYKU

Ogromna większość chodników *Potamilla* z Dolinki Smytniej wypełniona jest tym samym materiałem, który tworzy tło zawierające podziurawione otoczaki, tzn. wapnistym piaskowcem kwarcowo-dolomitowym lub drobnokrynoidowym, charakterystycznym dla osadów liasu. W odsłonięciach na zboczach Doliny Chochołowskiej jest to także ciemny wapień — tam mianowicie, gdzie otoczaki znajdują się w ławicach wapiennych. Wypełnianie otworków odbywało się więc podczas składania dziurawych otoczaków do osadu.

W sporadycznych jednak przypadkach chodniki *Potamilla* zajmuje ciemny, na powierzchni wietrzejącej nieco czekoladowy wapień o strukturze drobnoorganodetrytycznej. Nie ulega więc wątpliwości, że istnieją dwa rodzaje wypełnień, co może świadczyć o przyniesieniu otoczaków ze skałotoczami z innego regionu facjalnego lub o innym wieku osadu zawartego w wydrążeniach. Znalezione w Dolince Smytniej okazy wskazują na ostatnią możliwość. Są tu bowiem otoczaki posiadające oba „rodzaje" skałotoczy (pl. XXIII, fig. 2), przy czym wyraźnie widać, że „ciemne" są starsze i same ulegają borowaniu przez młodsze, „jasne".

Czym jest osad wypełniający pierwszą generację chodników? Wiekowo musi być starszy od górnego liasu, w którego brekcjach dolomitowo-krynoidowych został znaleziony, a młodszy od noryku, w którym

wypełnia korytarze. Jak zauważył jeszcze w terenie Dr Z. Kotański, wypełnienie to bardzo przypomina niektóre wapienie z serii leżącej pod liasem w Dolinie Chochołowskiej, przypuszczalnie wieku retyckiego. Wydaje się, że jest to jedyny wiek, jaki można przypisać znalezionym wypełnieniom, gdyż specyficzna facja retyku wyżej się nie pojawia, a brak jest w liasie Dolinki Smytniej śladów jakiejś większej erozji śródformacyjnej, z którą można by wiązać ewentualne doszczętne usunięcie osadów tej facji. Przyjęcie retyckiego wieku tych wypełnień w prosty sposób tłumaczy zniknięcie osadów całego piętra w czasie erozji i abrazji przedliasowej i dolno-liasowej.

Istnienie w Dolince Smytniej śladów morskiego zalewu retyckiego wskazuje na bezpośrednią łączność morza z okolic Doliny Chochołowskiej i Bobrowca znanego dzięki badaniom V. Uhliga (1897), F. Rabowskiego (1922) i Z. Wójcika (1956) z morzem, którego osady zostały niedawno znalezione nad wąwozem Kraków (Kotański 1956).

Dokładniej określić miejsce powstania znalezionych na drugorzędnym złożu osadów można na podstawie wyznaczenia kierunku przynoszenia klastycznych materiałów. Przekątne warstwowanie ławic liasowych wskazuje na transport z południa. Skoro przez cały lias dostarczany był gruz dolomitów noryckich, to musiały one być erodowane również na południu; jeśli jednocześnie facje sukcesywnie się pogłębiają przez lias do doggeru i malmu, to musiało zachodzić przekraczające ku południowi położenie liasu oraz dalsze rozprzestrzenienie na południe w stosunku do liasu nie tylko noryku (co stwierdził już Z. Kotański 1956), lecz także morskiego retyku. Zasięg ostatniego piętra ku południowi musiał być znaczny, gdyż otoczaki noryku z retyckim wypełnieniem korytarzy skałotoczy pojawiają się w wyższym liasie. Podobne stosunki panują też w okolicy Bobrowca, gdzie jednocześnie retyk leży na miejscu w spągu liasu; mianowicie w żlebie Jasiorów nad Polaną Chochołowską Z. Wójcik (1956) znalazł w wyższym liasie otoczak wapienia oolitowego retyku wskazujący na erozję serii retyckiej w rejonie alimentującym.

A zatem śladowe morskie osady retyckie Dolinki Smytniej powstały na jej długości geograficznej, lecz dalej na południe, w tych partiach basenu sedymentacyjnego, które po sfałdowaniu jednostek wierchowych zostały całkowicie usunięte przez erozję.

PODSUMOWANIE

Przedstawione fakty pozwalają zrekonstruować ogólny obraz następstwa zjawisk i procesów terenu Dolinki Smytniej na pograniczu triasu i jury, jak następuje. Po osadzeniu się noryku następnym sedymen-

m jest morski retyk, zachowany wyłącznie w otworach skałotoczy. ɔnieważ morfologia ich chodników wskazuje na drążenie twardej skały, usiały przed retykiem zajść procesy lityfikacyjne, co mogło być nawet ɔłączone z wynurzeniem. Morskie osady retyku były przypuszczalnie ırdzo skąpe, co znacznie ułatwiało późniejsze rozmycie, które nastąpiło ɔ emersji obszaru sedymentacyjnego.

Ponieważ diaklazy, wzdłuż których rozwinęły się dajki i żyły klayczne są wieku ponoryckiego a przedliasowego, silna zaś erozja (usunięe osadów retyku, rozwój abrazji) ma wiek poretycki a przedliasowy, ydaje się wysoce prawdopodobne, że w rejonie sedymentacyjnym ɔlinki Smytniej najwyraźniejsze zaburzenia w położeniu osadów połąone z ostatecznym ich zlityfikowaniem oraz spękaniem miały miejsce ı morskim retyku, a przed liasem. Były to zaburzenia starokimeryjskie, óre według badań Z. Kotańskiego (1956, 1959) były powszechne w jedıstkach wierchowych, choć miały różne nasilenie w poszczególnych jonach basenu morskiego.

Powracające morze dolno-liasowe (synemur dolny wg Horwitza Rabowskiego 1922) atakowało obszar morfologicznie zmieniony, podatny ı rozwój abrazji. Czynnik ten spowodował całkowite usunięcie zwiezelin subaeralnych i osadów retyku, jeśli nie dokonały tego w zupełności ıprzednie procesy lądowe, oraz rozpoczął niszczenie jeszcze głębiej leżągo kompleksu noryckiego. Jednym z pierwszych przejawów działalıści morza jest także ługowanie i wymywanie szczelin diaklazowych. ;worzone szczeliny zostały zasypane przez świeżo przyniesione piaski varcowe (przez rzeki z obszaru lądowego obejmującego rejon jednostek :erwonych Wierchów i Giewontu — Kotański 1956) i produkty niszenia dolomitów, w rezultacie czego powstały dajki i żyły klastyczne. dnocześnie z zasypywaniem szczelin rozwija się w dalszym ciągu razja, której wynikiem jest odrywanie od brzegów bloków skalnych już wypełnionymi szczelinami.

Urozmaicona linia zachowanej falezy wskazuje na dojrzałe jej staım rozwojowe. Kanciate bloki przetaczane przez fale mogły zachować 'e ostre kształty tylko przy krótkotrwałym wystawieniu na działanie :burzonego morza. Faleza, tak jak szybko się zrodziła i doszła do znacz'ch rozmiarów, tak również szybko zaczęła się pogrążać, przez co pewnym momencie znów wróciła na swe poprzednie miejsce niedawno ydźwignięta starsza powierzchnia abrazyjna. Po pewnym czasie strefa tensywnego zasięgu fal poczęła się przesuwać w odleglejsze rejony, faleza uległa całkowitemu pogrążeniu w osadach, które noszą coraz ıbsze ślady działalności abrazyjnej. Rozwija się sedymentacja liasowa, xną oznaki niepokoju i zaburzeń.

Opisane procesy można ująć krócej w następującym zestawieniu:

dolna część dolnego liasu	zasypanie klifu	sedymentacja piasków kwarcowo-dolomitowych
	powstanie klifu	c. abrazja skał z żyłami b. zasypanie szczelin: dajki i żyły klastyczne a. dokończenie wymywania szczelin
	wynurzenie	rozwój lądowej morfologii i hydrografii (przyniesienie piasków), usunięcie zwietrzeliny i osadów morskiego retyku
——		zaburzenia starokimeryjskie — lityfikacja osadów i powstanie systemu diaklaz, początek ługowania wzdłuż diaklaz
retyk		sedymentacja ciemnych wapieni lumachellowych działalność skałotoczy
——		lityfikacja osadów, prawdopodobne wynurzenie
noryk		sedymentacja naprzemianległych wapieni i dolomitów

Zestawienie to wskazuje, że w ciągu niewielkiego okresu, między ustąpieniem morza retyckiego a powrotem morza dolno-liasowego, zaszły liczne procesy zmieniające wygląd już złożonych osadów oraz zmieniające stosunki paleogeograficzne warunkujące transport materiału z lądu i powstawanie następnych osadów.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w listopadzie 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

ABEL O. 1935. Vorzeitliche Lebensspuren. Jena.

ABRARD R. 1946. Sur les tubulures de la craie de Meudon. — C.-R. somm. Soc. Géol. de France, no. 9. Paris.

ALEXANDROWICZ S. 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej (Turonian of the southern part of the Cracow Upland). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa.

— 1955. Szczątki falezy jurajskiej w Szklarach koło Krzeszowic (Remains of the Jurassic cliff in Szklary near Krzeszowice in the region of Cracow). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 97. Warszawa.

ANDERSON J. 1944. Clastic dikes of the Chira and Verdun formations northwestern Peru. — J. Geol., vol. 52, no. 4. Chicago.

ARNOLD-BEMROSE H. 1904. On some Quartzite-Dykes in Mountain-limestone near Snelston (Derbyshire). — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 60/3. London.

BALDRY R. 1938. Slip-planes and breccia zones in the Tertiary rocks in Peru. — Ibidem, vol. 94.

BEETS C. 1954. Sand dykes in the Miocene of ASL oilfield Western Sinai, Egypt. — Geol. en Mijnbouw, 16/1. Gravenhage.

BLAKE D. & ROY C. 1949. Unusual stylolites. — Amer. J. Sci., 247. New Haven.

BROWN C. 1938. On the theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Ecuador. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 94. London.

BUKOWY S. 1956. Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią (Geology of the area between Cracow and Korzkwia). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 108. Warszawa.

CAILIEUX A. 1947. Concretions quartzeuses d'origine pédologique. — Bull. Soc. Géol. France, 17. Paris.

CROSS W. 1894. Intrusive sandstone dikes in granite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 5. Washington.

DMITRIEV G. 1957. Kłastičeskije żyły i dajki v ugolnych płastach i vteščajuščych porodach Intinskovo mestorożdenia. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, 115/5. Moskwa.

DOUVILLÉ H. 1907. Perforations d'Annélides. — Bull. Soc. Géol. France, 7, s. 4. Paris.

DŻUŁYŃSKI S. 1949. Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na południe od Krzeszowic (Littoral deposits of the Middle Jurassic South of Krzeszowice). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.

DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1956. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedymentacji fliszu karpackiego (Clastic dikes in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXVI.

ELLENBERGER F. 1947. La problème lithologique de la craie durcie de Meudon. — Bull.Soc.Géol.France, 17. Paris.

FAGERSTROM J. 1955. Unusual desiccation cracks in the Benwood limestone of eastern Ohio. — Bull. Geol. Soc. Amer., 66/3. New York.

FAUVEL P. 1927. Polychètes sédantaires. *In*: Faune de France, 16. Paris.

GANSS O. 1938. Zugspalten im Dachsteingebiete. — Geol. Rundschau, Bd. 29, H. 7/8. Stuttgart.

GARECKI R. 1956. Kłastičeskie dajki. Izv. Akad. Nauk. SSSR, s. geol., nr 3. Moskwa.

GIGNOUX M. 1950. Géologie stratigraphique, ed. IV. Paris.

HEIM ALB. 1919. Geologie der Schweiz, Bd. I. Leipzig.

HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (Sur le Lias et le Dogger haut-tatriques de la Tatra). Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

JAROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (On the geology of the Świerkule range in the Tatra Mts.) — Acta Geol. Pol., vol. VII/4. Warszawa.

KLIMASZEWSKI M. 1957. Geomorfologia. Łódź-Kraków.

KOTAŃSKI Z. 1955a. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative of genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Triassic in the Tatra Mts.). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV. Kraków.

— 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. V/3. Warszawa.

— 1956. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (Stratigraphic and palaeogeographic problems in the high-tatric Keuper). — Ibidem, vol. VI/3.

1959. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. *W:* Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. IV (Stratigraphical sections of high-tatric series in the Polish Tatra Mts. *In:* From geological researches in the Tatra Mts., vol. IV). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.

KRAMER W. 1934. Dolomite dikes in the Texas Permian. — J. Geol., vol. 42, no. 2. Chicago.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1954. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV. Kraków.

LESSERTISSEUR J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. — Mém. Soc. Géol. France, N. sér., vol. 34, fasc. 4. Mémoire no. 74. Paris.

ŁOMNICKI M. 1886. Słodkowodny utwór trzeciorzędny na Podolu Galicyjskiem (Tertiäre Süsswasserbildung in Galizisch Podolien). — Spraw. Kom. Fizjogr. A. U. w Krakowie (Bericht d. Fiz. Com. d. Akad. d. Wissensch. in Krakau), t. XX. Kraków.

MOORE C. 1867. On abnormal conditions of secondary deposits when connected with the Sommersetshire and South Wales coal-basin; and on the age of the Sutton and Southerndown series. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 23. London.

MÜLLER O. F. 1771. Von Würmern des süssen und salzigen Wassers mit Kupfern. Kopenhagen.

PASSENDORFER E. 1950. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol Pol.), t. XX. Kraków.

— 1954. Jak powstały Tatry. Wyd. III, uzup. Warszawa.

— 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego (About sedimentation of the Eocene in the Tatra). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/3. Warszawa.

PAVLOW A. 1896. On dikes of Oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyr, in Russia. — Geol. Mag., 3. London.

PRELL H. 1926. Fossile Wurmröhren. N. Jb. Min. Geol. Pal., Bd., 53, Abt. B. Stuttgart.

PROKOPOVICH N. 1952. The origin of stylolites. — J. Sedim. Petrol., 22/4. Menasha.

PRUVOST P. 1943. Filons clastiques. Bull. Soc. Géol. France, 13. Paris.

De QUATREFAGES M. 1865. Histoire naturelle des Annelés marins et d'eau douce. Paris.

RABOWSKI F. 1922. Sprawozdanie z badan geologicznych, wykonanych w r. 1921 w Tatrach, w Niżnich Tatrach, na płycie Muranów i w Pieninach (Compte-rendu des explorations effectuées en 1921 dans la Tatra, la Basse Tatra, le plateau de Muranów et dans les Piénines). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

— 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans la Tatra). — Ibidem, nr 30.

IGBY J. 1953. Some transverse stylolites. — J. Sedim. Petrol., 23/4. Menasha.

ROGER J. 1952. Classe des Chaetopodes. *In:* Piveteau J., Traité de Paléontologie, 2. Paris.

HROCK R. 1948. Sequence in layered rocks. New York — Toronto — London.

HROCK R. & TWENHOFEL W. 1953. Principles of Invertebrata Paleontology. New York — Toronto — London.

MITH A. & RAST N. 1958. Sedimentary dykes in the Dalradian of Scotland. — Geol. Mag., 95. Hertford.

ÖDERSTRÖM A. 1923. Über das Bohren der *Polydora ciliata*. — Zool. Bidrag 8. Uppsala.

TEARNS H. 1938. Ancient shore lines on the island of Lanai, Hawaii. — Bull. Geol. Soc. Amer., 49. Washington.

TRACHAN I., TEMPLE J. & WILLIAMS A. 1948. The age of the neptunian dyke at Hazler Hill. — Geol. Mag., 85, Hertford.

HLIG V. 1897. Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Wiss., Bd. 64, H. 1, Wien.

ITANAGE P. 1954. Sandstone dikes in the South Platte Area, Colorado. — J. Geol., vol. 62, no. 5. Chicago.

ÓJCIK K. 1907. Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego pod Przemyślem (Exotische Blöcke im Flysch von Kruhel Wielki bei Przemyśl). — Bull. Int. Acad. Pol. Kraków.

ÓJCIK Z. 1956. Stratygrafia, tektonika i sedymentologia serii wierchowej na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej, między Przełęczą Bobrowiecką i Zawiesistą. — Praca magisterska wyk. w Zakł. Geol. Dynam. U. W., nie publikowana.

RIGLEY A. 1949. Les opercules de Serpulidés de l'Éocène du Bassin de Paris. — Bull. Soc. Géol. France, 19. Paris.

. РАДВАНЬСКИ

ЛИТОРАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ В ЛЕЙАСЕ В СМЫТНЕЙ ДОЛИНКЕ (ЗАПАДНЫЕ ТАТРЫ)

(Резюме)

Рассматриваемые литоральные структуры находятся в Смыт-ей Долинке в подошве лейаса автохтонной верхнетатранской (вер-овой) единицы серии Тыльковых Коминов в Западных Татрах. амой важной формой является фалеза, сохранившаяся в зрелой тадии развития, что указывает на весьма быстрое погружение ма-ерика, построенного из норийских пород и что позволяет считать

лейасовую трансгрессию весьма быстрой. Ввиду того, что существуют два береговых обрыва с разными экспозициями, трудно определить с которой стороны находилось открытое море и трудно определить лежала ли фалеза непосредственно над ним.

В пределах фалезы развились в изобилии дайки и кластические жилы, в особенности же у одного из береговых обрывов, что позволяет предполагать, что трещины образовались вследствие выщелачивания морской водой. Группировка их на одном уровне могла бы свидетельствовать об установлении на протяжении некоторого времени предела зоны прибоя или распрыскивания. Дайки и жилы в преобладающей части, выполнены морскими песками лейаса, а затем в зоне прибоя происходил не только размыв трещин, но также происходило их заполнение.

Часть жил выполнена желтой мергелистой субстанцией, которая встречается также спорадически в выполнении даек, а почти всегда выступает в окончании жил, в местах их выклинения, а также в отходящих от жил стилолитовых швах. Таким образом, эта субстанция эллювиального происхождения, а присутствие ее в трещинах свидетельствует об их несовершенном промывании перед заполнением песком.

Общее расположение даек указывает на какую то предиспозицию в их образовании. Принимая во внимание, что дайки и бо́льшие жилы развились в двух пересекающихся направлениях и сами часто заканчиваются диаклазой, образование их следует связывать с древне-кимерийскими тектоническими нарушениями, которые согласно с исследованиями З. Котаньского (1956) были повсеместными в верхнетатранской серии. Развитие стилолитовых швов вдоль диаклазов и перемещение их в кластические жилы свидетельствуют о том, что процесс выщелачивания вдоль диаклазов начался еще во время древне-кимерийских движений. Окончание его наступило в литоральной зоне, во время вторжения нижнелейасового моря.

Материк, на который ингредировало нижнелейасовое море, образовался во время древне-кимерийских движений после рэта, так как следовые его отложения сохранились как выполнение корридоров вертящих полихетов в норийских гальках доломитов, находящихся в отложениях верхнего лейаса. Ввиду отсутствия следов рэта в выполнении даек и кластических жил, вскрытие диаклазовых трещин на поверхность должно было произойти в период, когда рэтские отложения были уже с поверхности устранены.

Комплекс литоральных форм пополняют абразионные поверхности, лежащие под и над клифом. Идеальное сохранение фалезы кажется свидетельствовать о том, что она является фрагментом

последнего акта абразионного действия на этой территории, а затем береговая стена вместе с нижней абразионной поверхностью образовалась путем врезания в верхний абразионный уровень, который тем самым является старшим.

Описаны также проявления химического выветривания, происходящего в зоне абразии, которое привело к очень густой трещиноватости некоторых партий фалезы, верхней абразионной поверхности, больших блоков, а иногда даже к полному перерезыванию трещинками меньших галек. Формы выветренных трещин, по сравнению с дайками и кластическими жилами, являются микрорельефом.

В отложениях нижнего лейаса упомянутых выше лежащих литоральных образований находятся гальки доломитовых норийских пород, принесенные из сублиторальной зоны. В большинстве случаев они продырявлены более или менее от края либо во всей своей массе вертящими полихетами *Potamilla reniformis* O. F. Müller, принадлежащими к семейству Sabellidae. Самый клиф не был однако-же соответствующим местом для их развития и следы упомянутых организмов там отсутствуют, кроме нескольких корридоров, лежащих на верхней абразионной поверхности.

В отложениях высшего лейаса, указывающего на все более значительное углубление моря, буренные *Potamilla*'ми гальки подвергаются все большему раздроблению, что приводит одновременно к исчезновению биотопов этих вертящих организмов.

Литоральные структуры, в данное время, выступают единственно в одной партии обнажений контакта норийского яруса с лейасом в верхних партиях Смытней Долинки.

A. RADWAŃSKI

LITTORAL STRUCTURES (CLIFF, CLASTIC DIKES AND VEINS, AND BORINGS OF POTAMILLA) IN THE HIGH-TATRIC LIAS

(Summary)

ABSTRACT; Description is given of littoral structures such as cliff with blocks surfaces of abrasion, clastic dikes and veins, also weathering fissures, excellentl preserved in the lower high-tatric Lias of Smytnia Valley (Polish Western Tatra

Common borings of the polychaete *Potamilla*, noted in pebbles of Norian dolomites, belong to sub-littoral structures.

The land, on whose shores littoral structures were formed during the Liassi transgression, is built of carbonate rocks of the Norian stage. Rhaetic sediments however, occur in some polychaete borings. Clastic dikes and veins have formed on diaclase surfaces and are filled by Liassic material only. Hence, the elevation above sea level of the sedimentary complex in the Smytnia Valley, associated with the lithification and diaclase of sediments, must be post-Rhaetic but pre-Liassic

No detailed studies have thus far been undertaken on the contact of the Triassic with the Jurassic in the parautochtonic high-tatric series outcropping in the Smytnia Valley. L. Horwitz and F. Rabowski (1922) turned their attention to the stratigraphy only of the Jurassic deposits, dating the bottom of the series as Synemurian. The top part of the Triassic was by Z. Kotański (1956, 1959) referred to the Norian. The cliff breccia only is recorded by him (1955a, 1956, 1959) from the base of the Lias.

The studied littoral structures crop out only in the upper part of the Smytnia Valley, at an altitude of about 1450 m a.s.l., in the bed of gully.

SURFACES OF ABRASION

Fig 2. shows the presence of three abrasion surfaces, two of which are exposed. The western one of the surface is not connected either with that overlying or that underlying the cliff. It may, possibly, not even be a prolongation of either of them since it stretches into meridional and equitorial directions where the same abrasion may not have developed two different surfaces.

The abrasion surface overlying the cliff is not uniform, but with many hummocks and depressions. The highest hummock is 75 cm in height, 2 m at the base. Many weathering fissures and sporadical borings of *Potamilla* are encountered.

The age of the surface underlying the cliff differs from that of the overlying one. The behaviour of the cliff apparently indicates that it is

a fragment of the last period of abrasion in this area. Hence, the formation of the cliff (littoral wall) together with its lower surface would be due to incision into the upper abrasion level which is consequently of an older age.

CLIFF

The cliff (figs 1 & 3) is the result of abrasive action of the Liassic sea eroding land built up of carbonate complexes, mainly of dolomitic Norian rocks (Kotański 1956, 1959). It presents a strikingly diversified relief, suggestive of its maximum development and preservation within deposits at its morphological maturity. Its height may be roughly estimated as four m.

A talus of blocks broken off from the shore occurs at the cliff. The larger blocks, up to 1 m. (pl. XIX, fig. 1.) are more angular, the smaller ones more rounded. The largest block of the Norian rocks, with dimensions of 2.5 × 3.0 m. rests on the upper surface of abrasion and, therefore, was associated with another cliff that has not been preserved.

The uniform arrangement of blocks along the whole cliff, from bottom to top, as well as gravel beds due to action of turbulent waters showing diagonal bedding in relation to the adjacent Liassic sandstones, all indicate the time of their deposition. It must have continued throughout the subsidence of the cliff, simultaneously with the sedimentation of immense amount of quartz-dolomite sands under which the entire sea shore was buried.

The wave-cut notch, shown centrally in fig. 1, probably belongs to another cliff, differently exposed. Different conditions must have prevailed here, responsible for the formation of clastic dikes and veins.

Two cliff walls occur, therefore, within the outcrop, one looking west, the other north or south (the meaning of the visible intersectional picture is uncertain). Hence it is difficult to determine the position of the open sea or to ascertain whether the cliff occured right on the sea shore.

The beautiful preservation of the cliff and the varied relief forms of the upper abrasion surface suggest great abruptness of the Liassic transgression.

Weathering in the cliff area

Locally the surface of abrasion and the littoral wall are densely cut up by closely netted minute chinks of a few millimetres, infilled by

Liassic sand. Elsewhere, the littoral structures are perfectly smooth. The conditions here apparently correspond to the abrasive action in previously fissured cliff areas.

Frequntly the chinks have a regular course and show their correspondence to directions of or their termination in diaclases. This weathering process was of chemical nature and occurred within the reach of the action of sea breakers or the overlying zone of dispersion (spray zone). Pebbles of Norian rocks have also been weathered in the latter zone, most likely on the shore just above the cliff. These pebbles were parallely grooved in several directions corresponding to those of diaclases. The grooves were subsequently infilled by sand. The present intersectional picture of pebbles is that of a surface seemingly sand-incrusted, in a two-directional pattern crossing at highly obtuse angles (figs. 3 and 4).

Chemical weathering occurred here also along the bedding plane and the less resistant laminae, also involving the matrix of the sedimentary breccias, plentiful within the upper Norian beds (Kotański 1956). At first sight after the matrix had been leached and replaced by Liassic sand, the pebbles of these breccias have the appearance of elements of sedimentary breccias formed during the Lias. Complete layers consisting of this type of pebbles only, occur among Liassic sands above the outcrop with the cliff (pl. XX, fig. 1).

CLASTIC DIKES AND VEINS

Wave-cut notches are not the only ones to occur on the shore of the Liassic land. The sands transported here infilled a complicated pattern of fissures, by way of which they penetrated into the substratum, down to a depth of 11 m from the level of the upper abrasion surface formed in the uppermost parts of the then existing land. After being infilled the fissures, extremely regular in course, produced forms by the writer referred to as clastic dikes and veins. In Shrock's (1948) classification they belong to „clastic dikes formed by filling of surface fissures".

Clastic dikes are by the writer distinguished from clastic veins on morphological differences.

Clastic dikes have formed by the filling of fissures, on the whole not less than 4 to 10 cm across, with walls in most cases mutually parallel. These fissures run in a straight or somewhat meandering line, with the walls continually parallel. Their strike is oblique in relation to the bedding of rocks within which they have been formed (figs. 1 & 5; pl. XXII, fig. 1).

Clastic veins, on the other hand, have formed by the filling of issures much narrower across, mostly from 1 to 1.5 cm, though chinks nly a few millimeters across are also encountered. On the whole these hinks have a constant trend but vary in such details as width, dip, and trike. Mereover they have numerous branchings of the type of minute hinks running transeversely to or concordantly with the surrounding ock beds, or of the type of undulation seams (figs. 1 & 5; pl. XXI, igs. 1-2).

The length of dikes shown in section is up to 1.05 m (dike 1 in g. 5), that of veins attains 2.6 m (fig. 5 — vein connecting dike 1 with ike 4 and penetrating deeper down).

Dike 9 (fig. 1) has penetrated deepest into the substratum. It crops ut to the surface almost concordantly with Norian beds. Along 2 m it as a constant thickness of 10 cm, farther east widening up to 30 cm. his dike is exposed over an area of 4 m transversing between Norian eds the gully bed and giving the semblance of a normal stratum. Howeer, it represents neither a stratum nor a clastic sill since it has a dip f 50° to the north while the substratum beds here dip likewise at an ngle of 50° but to the south.

A feature characteristic of all dikes is that in section they resemble nall rectangles, hence their geometric figure must correspond to more less elongated parallelograms. Their completely blind terminations, ithout thinning out, are observable in vertical section of the sill-like ifurcations of dike 7 (fig. 1) which has served in the plotting of a block-agram (fig. 6). Occasionally the dikes terminate by gradually thinning it and deviating from their regular course, first to become vein-like nd finally wedge out completely.

Veins either resulting from modified dikes or formed independently t least as seen in intersection), also those connecting the particular dikes ne connecting arms of Cross 1894; the feeder dike of Anderson, 1944) ave a less regular course, hence their sections vary. Sporadically, the eins form pockets and pits (figs. 3 & 5). They end blindly, similarly dikes, or gradually thin out into minute veins, 1-2 mm in diameter, ostly meandering. At that stage the infilling sand grains are still countered. In their farther course, however, they taper increasingly, as to be less than a sandgrain across and are the filled up by a marly ellow substance. In these places the detritic vein takes on the character an undulation seam while the marl filling becomes like stylolitic clay in (terms used by Prokopovich, 1952).

Minute meandering veins often passing into undulation seams also evelop at the corners of blindly ending dikes (dikes 4, 5, 7a and 8 in gs. 1, 5 and 6).

The arrangement pattern of dikes, and regular veins, also the mai trend of the meandering veins obviously indicate certain directions nc resulting from the lithology of the substratum of dikes. These direction have been shown concordant with the directions of the most distinct dia clases, while dikes or veins often terminate as diaclases. These, therefore must be dated as post-Norian but pre-Liassic, hence associated wit old-Cimmerian disturbances which, according to Z. Kotański (1956) wer at that period of common occurrence within the Tatra Mts.

The termination of dikes in stylolites of the type of undulatio seams of even half undulation-half stylolitic seams (terms used by Pro kopovich, 1952) indicate the analogous nature of processes responsible fo the formation, on the one hand of fissures, on the other of stylolites The same applies to the formation of seams in any one spot of the dike but in a direction always approximately agreeing with those of diaclase which had a bearing on the formation of dikes and veins. In any cas the seams must have developed after the lithification of Norian deposits since they often run vertically to their lamination (pl. XXI, fig. 1). O the basis of research work done by D. Blake & C. Roy (1949), also b J. Rigby (1953) the leaching of Norian rocks along diaclases, and the for mation of stylolites may supposedly be referred to the compressio period during the old-Cimmerian disturbances. It should be noted tha the above named processes occurred simultaneously with or only jus prior to the development of fissures which, after being infilled produced dikes.

In addition to the here mentioned forms of definite shape, th occurrence has been noted of Liassic sandstone not associated with dike or even irregular pockets but smeared out at random and having th appearance of sand splotched over and glued to the recent surface o the rock (e.g. sandstone stain just above dike 6 in fig. 5). Such forms ar the erosive remnants of dikes and veins which run more or less paralle to the outcrop. Sometimes these remnants are confined to detached loosely spaced sand grains.

The morpholgy of dikes and veins indicates the infilling of open fissures. The material they contain is calcareous quartz-dolomite sandstone identical with the overlying Liassic sandstones. These features sugges that the dikes and veins have been formed by the infilling or influx of Liassic sediments into the underlying Norian rocks. Fractions of grave observed elsewhere in the Lias are absent from the exotic arenaceous material filling the fissures. On the other hand the occurrence in them is noted of large dolomite fragments (pl. XXI, fig. 2; pl. XXII, fig. 1) Hence it may be supposed that the net of fissures communicated with the surface by means of narrow chinks subsequently modified into veins

while the dikes of this system are isolated (fig. 5). This, however, did not check the fact that outjuttings — too large to be subsequently dissolved or carried to the surface — were broken off the fissure walls by migrating sands (the ramonage of Pruvost, 1943). In some places the rubble thus formed accumulated more plentifully, e.g. in depressions and blind ends of dikes (fig. 7).

The minute veins are sometimes infilled not by sand but by dolomitic yellow-coloured marl. It also fills some diaclase fissures or thickenings within them, as well as the endings of some veins. Marl, therefore, constitutes here the eluvium of dissolved Norian rocks, while the structures it infills are the initial stages of clastic dikes and veins. The eluvial substance was half-consolidated, creeping down or flowing into lower fissures, as is suggested by its vermicular-like structures. The migration of eluvium gave rise to the formation in fissures of marl balls (fig. 8) or marl streaks within the sandstone infilling the fissure. These balls and streaks display rich sand incrustations also suggestive of their semi-consolidated condition. The leaching of fissures was, therefore, a calm process and the resulting system did not initially communicate with the deposition sites of transported sand. As soon as communication was opened up the Liassic sand started to penetrate downwards and was mixed up with the eluvial fissure slime. The penetration of sands probably put an end to the dissolving processes and checked further development of these fissures, hence they have persisted in their embryonal form. Such embryonal veins occur foremost close to the cliff wall (fig. 3).

Mature forms of dikes and veins, on the other hand, are assembled distinctly below the wave-cut notch (central part of fig. 1), shedding some light on their origin. The dikes and veins have been formed by the infilling of fissures outwashed by the action of breakers which sprayed the cliff. Their arrangement on a constant level is due to a period of stabilised reach of the action of breakers and spray.

Thus, fissures in Norian rocks owe their origin to the action of sea water in transitional environment (partly subaquatic partly subaerial) in a cliff, hence truly still on land. Rainwater or ground water penetrating into the fissures of the rocky shore may also have participated in their formation, but there are no remnants of karst processes which met here with conditions unfavourable to their development.

The action of sea breakers compressing the air in cliff fissures may be responsible for the infilling of narrow veinlets with sand of the same or sometimes even coarser fraction. Hence it may be inferred that wave action on the cliff is associated not only with the formation of fissures but likewise with their infilling.

RELATION OF THE LIAS TO THE NORIAN

Before being examined several of the structures here reported upor at first sight suggested the contemporaneous formation of sediments c the carbonate facies, so characteristic of the Norian, with those of th clastic facies typical of the Lias, and their gradual mutual replacemer in the vertical stratigraphic column. These structures are: the clastic dik cropping out in conformity with Norian beds, the horizon of weathere pebbles due to erosion of Norian breccias, parts of veins infilled b yellow marly eluvial substance closely resembling some Norian marl dolomites, remnants persisting after the erosion of dikes and veins givin the semblance of syngenetic sandiness of the Norian sediments. Subse quently, however, these appearances proved fictitious, while in realit there exists a marked discontinuity of sedimentation between the ca bonate Norian facies and the clastic Liassic facies.

BORINGS OF *POTAMILLA*

Conditions prevailing in the Liassic sea were highly favourable t the thriving of lithophagae which have left copious evidence of thei activities. They are the numerous canals burrowed in the substratum i.e. the carbonate Norian rocks, preserved almost exclusively in pebble of these rocks. All the lithophagae are congeneric. Their first mentio was made by Z. Kotański (1959).

The contour of the canals is shown in sections (text fig. 9, pl. XXII fig. 2 and pl. XXIV). The canals there are pipe-like, with perfectl circular section, isodiametric throughout their lenght, without thickening or constrictions, terminating — according to a term used by F Ellen berger — as a glove finger. The canal surface is smooth, not outjuttin or bifurcating. Their average diameter ranges between 2 and 3 mm never exceeding 3.7 mm. In addition to the "large" forms the occurrenc has been noted of smaller specimens. Forms with the average diamete of 1 mm (ranging from 0.75 to 1.4 mm) are the most numerous. These forms, named "small" for the sake of convenience, have features analo gous to the "large" forms.

The elongated contour of the canals is almost rectilinear, gently undulating, only rarely strongly flexed or crescent. One of the specimens has the appearance of being bent at an angle of about 15°.

Since the canals have been preserved in pebbles it is difficult to determine the length of the canal occupied by lithophagae during their lifetime. The longest fragments of borings noted in pebbles vary from 1.5 to 2 cm., very rarely attaining 3 cm. The maximum specimen is 3.7 cm long and pierces the full length of the pebble.

The borings run in various directions in relation to the surface of of the same plate contains, among others canals almost parallel to the surface, very closely spaced as 8 outlets fit into 2.2 cm^2. Pebble in fig. 3 of the same plate contains, among others canals almost parallel to the surface. Sporadically canals on the upper surface of abrasion are placed at intermediate angles.

The canals burrowed by lithophagae are single. They do not bifurcate or intersect.

Characteristic borings of lithophagae agree with those ascertained by F. Ellenberger (1947) as borings of polychaete of genus *Potamilla* Mgrn. According to that author his forms are identical with the living species *Potamilla reniformis* O. F. Müller (= *Sabella saxicola* Grube = *Sabella saxicava* de Quatrefages).

Some individuals of *Potamilla* seem to have been more successful in finding living conditions better adapted to their burrowing habits. Fig. 2 in pl. XXIV shows a pebble where the borings though not intersecting but running in various directions, are clearly associated with two planes intersecting at almost right angles. Lithophagae here burrowed along the planes of diaclases which had, probably, been partly weathered. In fig. 1 of pl. XXIV we can see a "small" form boring in an abandoned canal of a "large" form.

Observations undertaken to establish the ecology of *Potamilla reniformis* O. F. Müller indicate that lithophagae lived in ecological niches which occurred diagonally to the fraction sequence of clastic materials deposited at a certain distance from the shore. They are seldom present in the cliff facies, but they overcrowded the sub-littoral facies burrowing through the rocky floor, blocks and larger pebbles. In the shelf facies the biotopes disappear — the dominant process here is the redeposition of the damaged dwelling places of lithophagae, transported from formerly occupied areas, which had been crushed into rock fragments only a few millimetres in size but still bearing traces of burrowing (pl. XXIII, fig. 1).

REMAINS OF RHAETIC SEDIMENTS

The main part of *Potamilla* borings is infilled by the same materials as that in which the pebble lies. Sporadically, however, they are filled with dark micro-organic detritic limestone not recorded from the Lias. A pebble has been discovered (pl. XXIII, fig. 2) showing the existence of two generations of lithophagae. The "light" (Liassic) generation is younger than the "dark". Dr Z. Kotański asserts that the dark filling greatly

resembles Rhaetic sediments from the neighbouring sections worked out by him. The Rhaetic age seems reasonably assignable to the first generation of lithophagae from the Smytnia Valley.

CONCLUSIONS

The examined structures shed a light on the processes occurring within the sedimentation area of the Smytnia Valley at the contact of the Triassic with the Jurassic. Marine Rhaetic preserved in lithophagae borings only is the next sediment following Norian deposition. Since the morphology of their canals suggest burrowing in hard rock, lithification processes must have occurred prior to the Rhaetic, possibly even in association with emergence.

Diaclases along which the clastic dikes and veins formed are of pre-Norian and post-Liassic age, while intense erosion (denudation of Rhaetic sediments, development of abrasion) occurred in post-Rhaetic but pre-Liassic time. It, therefore, seems very probable that in this region the strongest disturbances of the position of sediments, connected with their final lithification and fissuring, must have taken place after the Rhaetic but before the Lias. These were old-Cimmerian disturbances, according to Z. Kotański (1956, 1959) very common in high-tatric units, though of varying intensity in the several regions of sea basin.

The repeated transgression of the Lower Liassic sea attacked an area morphologically altered and less resistant to abrasion. Besides the formation of typical cliff structures we may infer here processes connected with dissolution and later outwashing of diaclase fissures, probably by the agency of sea breakers rising high above their normal reach. Liassic sand infilled or influxed these fissures to produce clastic dikes and veins. In a short time sand had been deposited in such vast abundance that the cliff structures were buried in the sediments, the sea shore migrated into more distant areas, while calm conditions of Liassic sedimentation prevailed in the here studied region.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, November 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XIX-XXIV

DESCRIPTION OF PLATES XIX-XXIV

PL. XIX

Największy blok (*A* na fig. 3 w tekście) w obrębie falezy. Widać na nim warstwowanie z zaburzeniami sedymentacyjnymi (schematycznie zaznaczone także na fig. 3)

Fot. Z. Kotański

Largest block (marked *A* in text-fig. 3) within the cliff. Note lamination with sedimentary disturbances (schematically in fig. 3 also)

PL. XX

Ławice zwietrzałych otoczaków (jasne) z poziomów brekcji noryckich leżące w piaskowcach liasu (ciemne). Poniżej młotka przekrój gruboskorupowego małża liasowego

Fot. Z. Kotański

Layers of weathered pebbles (light) from Norian breccia horizons in Liassic sandstones (dark). Section of thick-shelled Liassic lamellibranch (below hammer)

PL. XXI

Fig. 1

Żyła klastyczna z odgałęzieniami oraz odchodzącymi od niej szwami stylolitowymi

Nieco zmn.

Fot. B. Daćków

Clastic vein with bifurcations and stylolitic seams

Slightly reduced

Fig. 2

Żyła klastyczna z okruchami dolomitów (ciemne) oderwanymi od ścian szczeliny. W wapieniu noryckim konkrecyjki kwarcowe (jasne plamki) bezładnie rozrzucone bądź zlewające się w soczewki zgodnie z warstwowaniem × 0,5

Fot. B. Daćków

Clastic vein with dolomite fragments (dark) broken off the fissure walls. Minute quartz concretions (light patches) fortuitously dispersed in Norian limestone, or fused into lenses conformably to the bedding × 0.5

PL. XXII

Fig. 1

Dajka klastyczna (*4* na fig. 5 w tekście) dochodząca do wąskiej żyły klastycznej i tu kończąca się. W podłożu — skale noryckiej — zaburzenia sedymentacyjne

Fot. Z. Kotański

Clastic dike (dike *4* in text-fig. 5) reaching to the narrow clastic vein and terminating there. Sedimentary disturbances within the substratum of Norian rock

Fig. 2

Otoczak dolomitu noryckiego ze skałotoczami. Lias dolny. Małe Kopisko.

Coll. Z. Wójcik Nieco zmn.

Fot. J. Błaszyk

Pebble of Norian dolomite with lithophagae. Lower Lias. Mt. Małe Kopisko

Slightly reduced

PL. XXIII

Fig. 1

Drobny gruz dolomitowy ze śladami skałotoczy. Lias górny. Dolinka Smytni
Nieco pow
Fot. J. Błaszy

Fine dolomitic rubble with lithophagae borings. Upper Lias. Smytnia Valley
Slightly magnifie

Fig. 2

Otoczak dolomitu z dwiema generacjami skałotoczy: ciemne wypełnienia retyckie jasne liasowe. Lias górny. Dolinka Smytnia × 2,
Fot. J. Błaszy

Dolomite pebble with two generations of lithophagae: dark infillings are Rhaetic light ones Liassic. Upper Lias. Smytnia Valley × 2,

PL. XXIV

Fig. 1 i 2

Korytarze *Potamilla reniformis* O. F. Müller odpreparowane z otoczaka marglisteg Lias dolny. Dolinka Smytnia
fig. 1 ×
fig. 2 × 1,
Fot. J. Błaszy

Figs. 1 and 2

Borings of *Potamilla reniformis* O. F. Müller etched from a marly pebble. Lowe Lias. Smytnia Valley
fig. 1 ×
fig. 2 × 1,

Fig. 3

Otoczak dolomitu noryckiego ze skałotoczami. Lias dolny. Dolinka Smytnia
Wielkość nat
Fot. J. Błaszy

Pebble of Norian dolomite with lithophagae. Lower Lias. Smytnia Valley
Natural siz





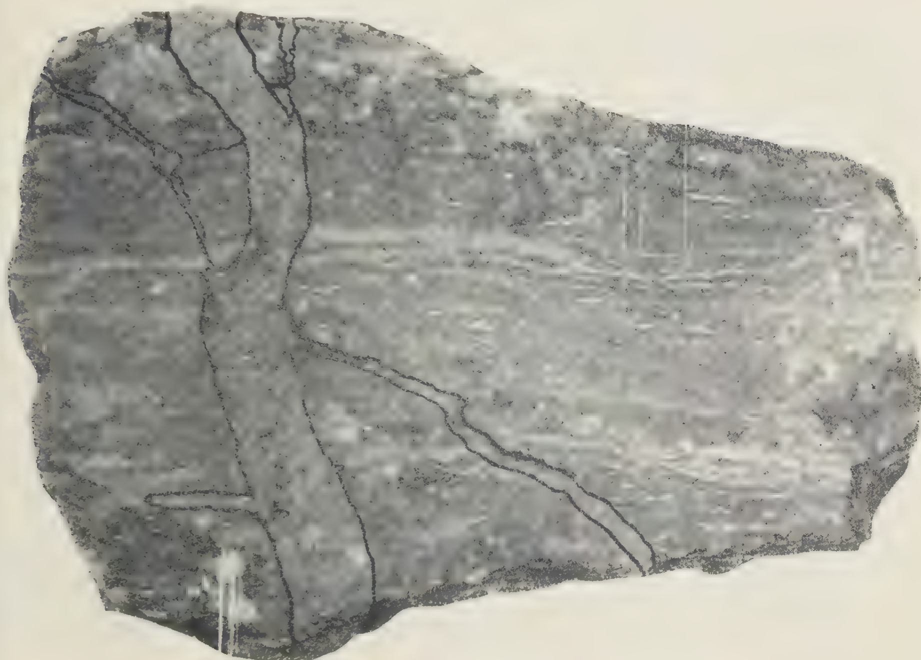


Fig. 1

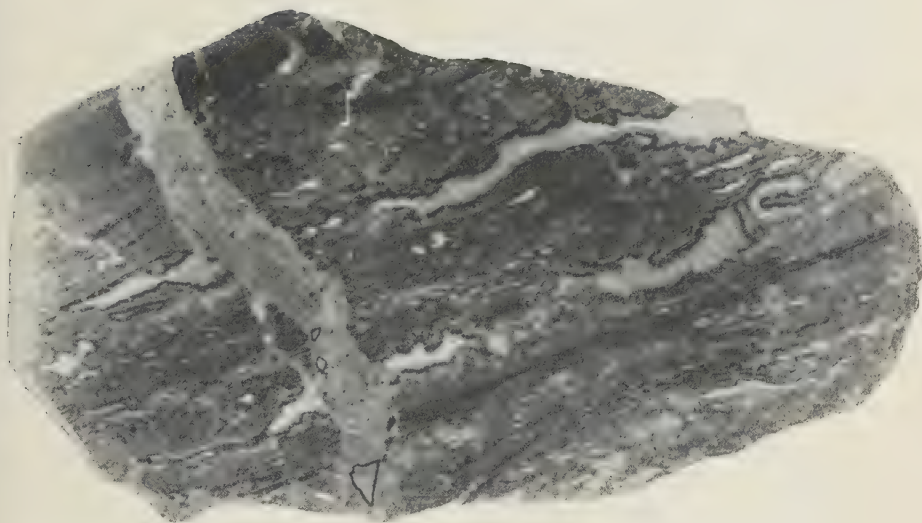


Fig. 2



Fig. 1

Fig. 2

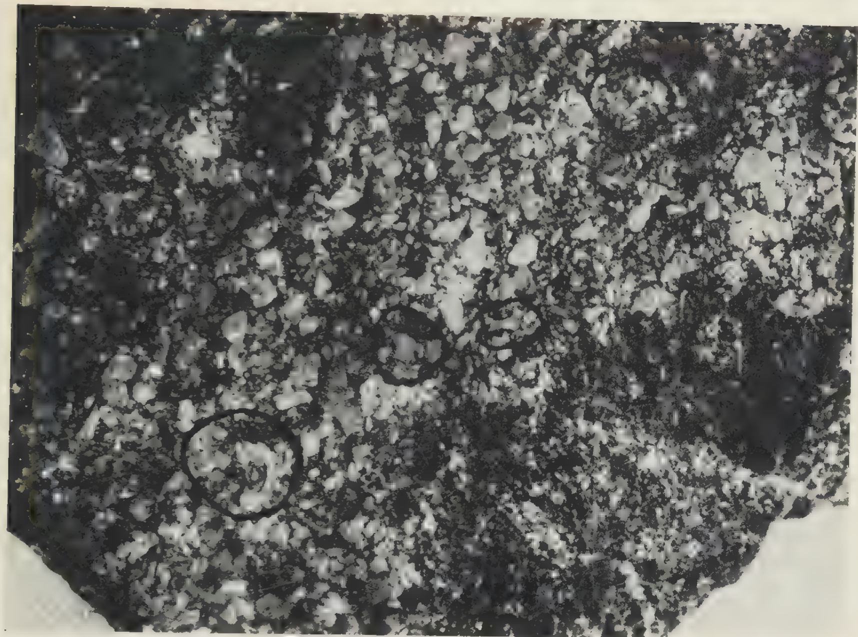


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

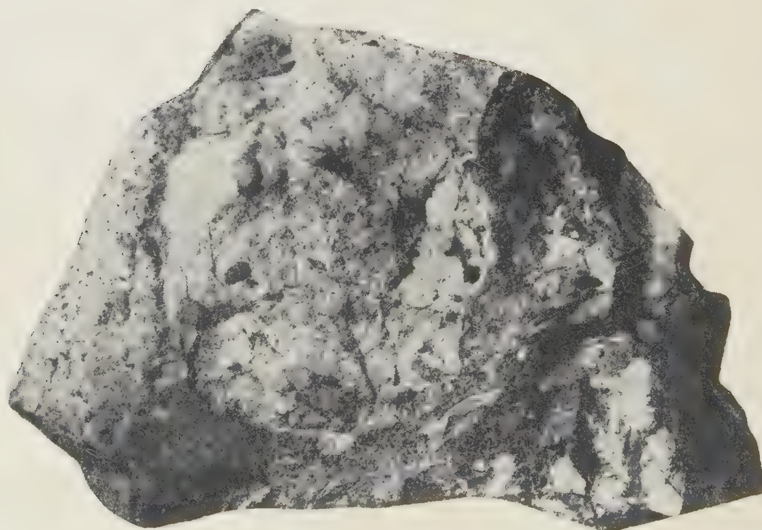


Fig. 3

JERZY GŁAZEK

Budowa geologiczna Koszystej w Tatrach

(Komunikat tymczasowy)

STRESZCZENIE: Na terenie Koszystej wydzielono odmiany granitu w różnym stopniu poddane procesom pegmatytyzacji. Odmiany silniej zmienione tworzą strefę rozciągającą się W-E i lekko nachyloną ku S, a grubiejącą ku N. W seriach osadowych wyróżniono jednostkę autochtoniczną, jądro krystaliczne fałdu Czerwonych Wierchów, brzuszne skrzydło fałdu Giewontu oraz płaszczowinę reglową dolną. W fałdzie Giewontu stwierdzono kampil i anizyk. W obrębie anizyku fałdu Giewontu, triasu i liasu płaszczowiny reglowej wydzielono odmienne litologicznie kompleksy.

WSTĘP

Pracę tę wykonywałem w latach 1956-58 pod kierunkiem doc. K. Guzika. Materiały zebrane w terenie opracowywałem w Zakładzie Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego.

Badaniami został objęty cały masyw górski Koszystej w Wysokich Tatrach, od przełęczy Krzyżne na południu do Polany Waksmundzkiej na północy. Wschodnią granicę jego stanowi Potok Waksmundzki, a zachodnią Potok Pańszczycki.

Zdjęcie geologiczne wykonywałem w skali 1 : 5000 na podkładzie powiększonym fotograficznie z mapy fotogrametrycznej Tatr Polskich w skali 1 : 20000.

Na tym miejscu pragnę gorąco podziękować wszystkim tym, którzy dopomogli mi w pracy, a w szczególności: prof. dr M. Turnau-Morawskiej za przejrzenie szlifów mikroskopowych i przedyskutowanie wyników badań mikroskopowych; prof. dr. E. Passendorferowi za umożliwienie mi prowadzenia badań oraz cenne wskazówki; doc. K. Guzikowi za kierowanie pracami kartograficznymi i liczne dyskusje, w których zapoznał mnie z problematyką tego terenu; dr. Z. Kotańskiemu za pomoc w rozdzieleniu triasu i ustaleniu odwróconego położenia serii Giewontu na Małej Koszystej.

Wielce zobowiązany jestem doc. K. Guzikowi za przekazanie mi do wykorzystania jego materiałow rękopiśmiennych, dotyczących zachodniego zbocza Wielkiej Koszystej i górnego piętra Doliny Pańszczycy.

HISTORIA BADAŃ OBSZARU KOSZYSTEJ

Historia poznania geologii tego terenu rozpoczyna się właściwie monografią Tatr V. Uhliga (1900). Wydzielił on w tym terenie na południu strefę wysokotatrzańską, obejmującą granity, piaskowce permskie, łupki triasowe i wapienie liasowo-jurajskie, a na północy dolnotatrzańską, obejmującą trias środkowy, kajper, retyk i lias dolny. Poglądy te zilustrował mapą geologiczną (Uhlig 1905), szkicem tektonicznym (Uhlig 1900 — tabl. V) i przekrojami (Uhlig 1900 — fig. 25, 26 oraz tabl. IIa, fig. 2).

Analizy chemiczne granitu z Koszystej i jego minerałów skałotwórczych opublikował Z. Weyberg (1902). W parę lat później dokładniejszą analizę granitu z Koszystej wykonał W. Pawlica (in Morozewicz 1909). Analizy te w latach następnych służyły do porównań w licznych pracach petrograficznych o granitach karpackich. Na ich podstawie J. Morozewicz (1914) wydzielił „granit typu Koszystej", z którego — według niego — miał się składać cały trzon krystaliczny Tatr. M. Turnau-Morawska (1948) podała cztery analizy planimetryczne granitu z Koszystej i Krzyżnego.

W latach 1946-49 z ramienia Instytutu Geologicznego prowadzili szczegółowe zdjęcia geologiczne masywu Koszystej A. Michalik i K. Guzik (Sokołowski 1958). Pierwszy z tych badaczy wyniki swe opublikował w licznych pracach. Autor ten opisał brzeżną strefę trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszystej oraz odkryte przez siebie jądro krystaliczne między werfenem a triasem środkowym na Małej Koszystej (1951). Następnie A. Michalik (1955) zajął się serią osadową Małej Koszystej, wydzielając dwie jednostki: dolną tubylczą, złożoną z werfenu i wyższą, odpowiadającą prawdopodobnie fałdowi Giewontu, złożoną z jądra krystalicznego, triasu środkowego i kajpru. W ten sposób do górnej jednostki wierchowej zaliczył on również część serii reglowej. Prowadzący jednocześnie z A. Michalikiem badania na zachodnim zboczu Koszystej K .Guzik wyników swych nie opublikował, ale udostępnił mi swoje materiały rękopiśmienne. Ważnym wynikiem jego pracy jest stwierdzenie niezgodnego przebiegu zmian litologicznych w trzonie w porównaniu z przebiegiem serii osadowych, oraz stwierdzenie wśród mas środkowego triasu nasunięcia reglowego.

STRATYGRAFIA

I. *Skały krystaliczne.* Następstwo pewnych typów petrograficznych nie zostało tu jeszcze dokładnie poznane; nie ma również dokładnych (szczególnie ilościowych) mikroskopowych i chemicznych analiz skał strefy brzeżnej, które by pozwoliły na ich dokładną petrograficzną klasyfikację. Dlatego używam tymczasowego, zastępczego terminu „granit", choć zdaję sobie sprawę z tego, że niektóre z wymienionych skał są granodiorytami. Podczas prac kartograficznych w trzonie krystalicznym, prowadzonych przez S. Kreutza (1930), A. Gawła, K. Guzika, A Michalika i L. Watychę (fide Sokołowski 1958, Michalik 1951), został stopniowo ustalony pewien schemat wydzieleń, oparty na geologicznych badaniach terenowych. Poszczególni badacze mają odmienne w szczegółach systemy, ale w zasadzie są ustalone typy wydzieleń facjalnych. W pracy swojej stosuję nieco zmodyfikowany i uproszczony system wydzieleń K. Guzika:

1. granit „zautometamorfizowany" (termin wprowadzony do literatury tatrzańskiej przez A. Michalika — 1951)
2. granit pegmatytowy z biotytem
3. granit pegmatytowy z muskowitem
4. granit biały aplitowy z muskowitem

Za najważniejszy wynik mego zdjęcia uważam stwierdzenie na obszarze całej Koszystej niezgodnego przebiegu „strefy brzeżnej" z granicą serii osadowych. Granity poddane procesom pegmatytyzacji („strefa brzeżna") tworzą strefę lekko zapadającą ku południowi i wchodzą w głąb w granity słabo zmienione — „zautometamorfizowane". Taki przebieg tych stref można tłumaczyć procesami dyferencjacyjnymi, metasomatycznymi lub tektonicznymi. Zdaniem K. Guzika (informacja ustna) decydującą rolę odegrały tu procesy tektoniczne typu fałdowego.

Temat ten wymaga dokładnego opracowania petrograficznego i dlatego na razie ograniczam się do podania zdjęcia geologicznego (fig. 1) i typów wydzieleń, odkładając szczegółowe omówienie go do momentu zgromadzenia odpowiednich danych petrograficznych.

Wśród utworów żyłowych i szczelinowych wymienię nowe znaleziska pegmatytu z granatem i turmalinem oraz prenitu; miejsca ich występowania zaznaczyłem literami na mapie.

II. *Serie osadowe.* Stratygrafię tych utworów opieram na porównaniach litologii z obszarami sąsiednimi, gdyż nie dysponuję prawie wcale dowodami paleontologicznymi. Stratygrafię i litologię będę omawiać osobno w każdej jednostce tektonicznej, dlatego że w niektórych przy-

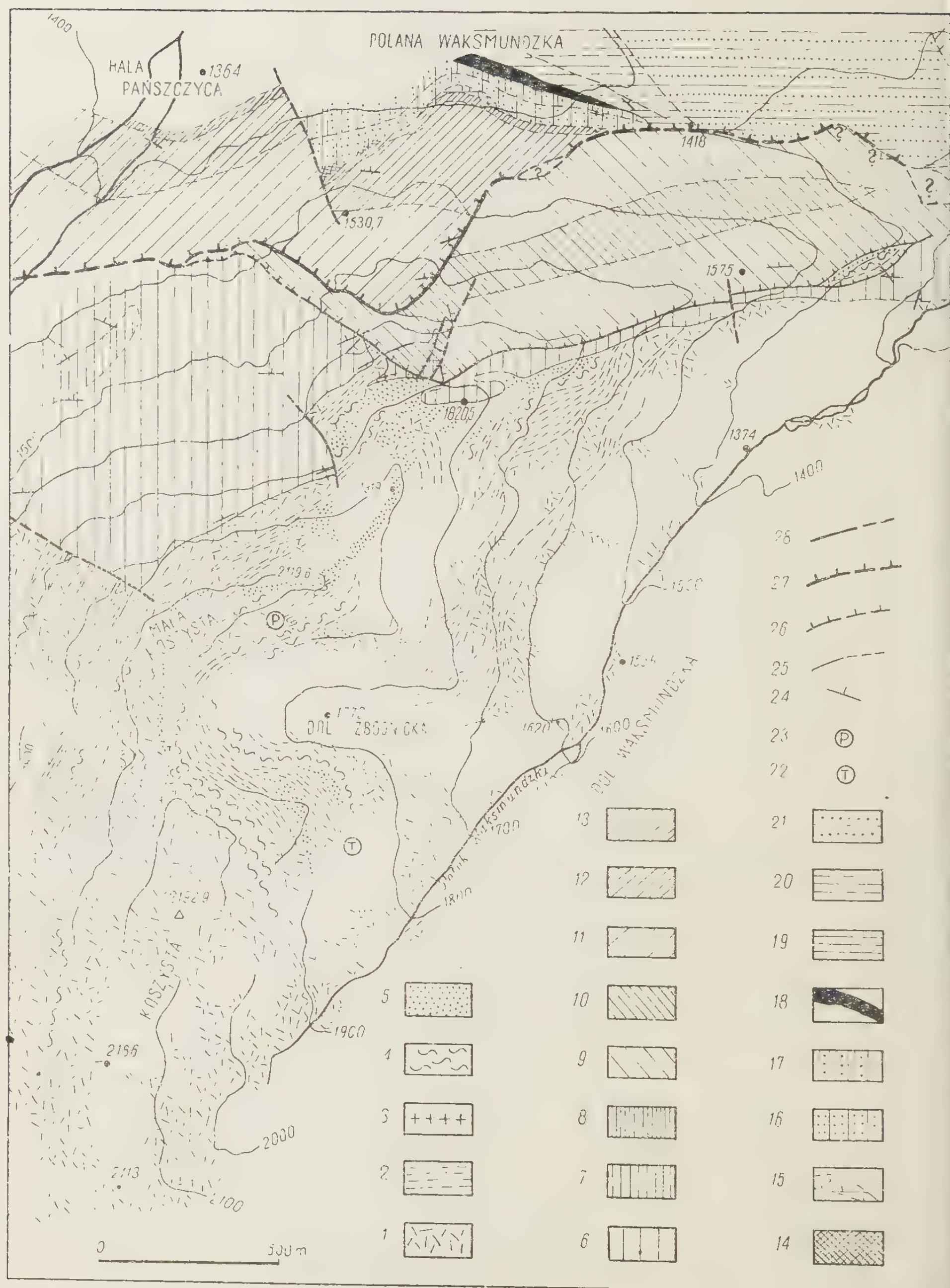

POLANA WAKSMUNDZKA
HALA PAŃSZCZYCA
1364
1530,7
1418
1575
1820,5
1374
1400
MAŁA KOSZYSTA
DOL ZBÓJNICKA
DOL WAKSMUNDZKA
1620
1600
1700
1800
1900
2000
2166
2113
KOSZYSTA
0
500 m

Fig. 1

padkach mamy wyraźne różnice w wykształceniu litologicznym tych samych pięter w różnych jednostkach tektonicznych.

1. *Seria wierchowa*

Jednostka autochtoniczna — Kominów Tylkowych. Reprezentowana jest ona na Koszystej wyłącznie przez *seis* (termin wprowadzony do literatury tatrzańskiej przez Z. Kotańskiego — 1956a, b). Utwory te jako werfen ogólnie omówił A. Michalik (1955), który wydzielił dolny, grubszy kompleks piaskowcowy i górny łupkowy, połączone przejściem sedymentacyjnym. Szczegółowy profil seisu na Koszystej opisał P. Roniewicz (1959). Seis występuje na Małej Koszystej, gdzie od północnego zachodu

Fig. 1

Mapa geologiczna Masywu Koszystej
(zakryta na obszarze skał krystalicznych, a odkryta na obszarze serii osadowych)

Skały krystaliczne: *1* granit „zautometamorfizowany", *2* granit „zautometamorfizowany" z porfiroblastami, *3* granit pegmatytowy z biotytem, *4* granit pegmatytowy z muskowitem, *5* granit aplitowy z muskowitem. Jednostka Kominów Tylkowych: seis — *6* piaskowce, *7* łupki. Fałd Giewontu: *8* kampil; anizyk — *9* dolna i górna seria wapieni ciemnych, *10* seria dolomitów cukrowatych. Płaszczowina reglowa dolna: trias środkowy — *11* seria dolomitów cukrowatych, *12* seria dolomitów szarych, *13* seria dolomitów jasnych, *14* brekcja chalcedonowo-dolomitowa; trias górny — *15* wapień okruchowy, *16* seria piaskowcowa, *17* seria łupkowa, *18* retyk. Lias dolny: *19* seria piaskowców, *20* seria łupków, *21* seria piaskowców kwarcytycznych; *22* pegmatyt z turmalinem, *23* prenit, *24* kierunki biegu i upadu, *25* granice geologiczne, *26* nasunięcia wierchowe, *27* nasunięcie reglowe, *28* uskoki

Geological map of Mt. Koszysta massif
(with Quaternary within the area of crystalline rocks, without Quaternary on sedimentary series)

Crystalline rocks: *1* "auto-metamorphosed" granite, *2* „auto-metamorphosed" granite with porphyro-blasts, *3* pegmatitic granite with biotite, *4* pegmatitic granite with muscovite, *5* aplitic granite with muscovite. Kominy Tylkowe unit: Seis — *6* sandstones, *7* shales. Giewont fold: *8* Campilian; Anisian — *9* lower and upper series of dark limestones, *10* series of saccharoid dolomites. Lower sub-tatric nappe: Middle Triassic — *11* series of saccharoid dolomites, *12* series of grey dolomites, *13* series of light dolomites, *14* chalcedony-dolomite breccia; Upper Triassic — *15* brecciated limestone, *16* sandstone series, *17* shale series. *18* Rhaetic. Lower Lias: *19* sandstone series, *20* shale series, *21* quartzite sandstone series; *22* pegmatite with tourmaline, *23* prenite, *24* directions of dip and strike, *25* geological boundaries, *26* high-tatric overthrusts, *27* sub-tatric overthrust, *28* faults

tworzy charakterystyczną „deskę" (fig. 1 i pl. XXV, fig. 1). Dolny kompleks piaskowcowy rozpoczyna 2-metrowa warstwa piaskowca zlepieńcowatego barwy rdzawej z otoczakami (do 4 cm średnicy) kwarcu kwarcytów i czarnych skał krzemionkowych, wśród których prof dr M. Turnau-Morawska stwierdziła zsylifikowane skały wylewne. Wyżej leży gruby kompleks piaskowców, miejscami kwarcytycznych, z przewarstwieniami czerwonych łupków. Piaskowce te mają zmienne barwy, najczęściej białe lub czerwone. W warstwach tych występują różne typy warstwowań: równoległe, przekątne i jodełkowe (taki termin polski proponuję dla warstwowania, zwanego w literaturze anglosaskiej "herring bone structure"). P. Roniewicz (1959) stwierdził tu kilkakrotne rozmycia śródwarstwowe i zmarszczki falowe. Ku górze piaskowiec staje się drobnoziarnisty i coraz częstsze są przewarstwienia łupków. Spotkałem tu brekcję śródwarstwową, złożoną z okruchów łupków tkwiących w spoiwie mułowcowym. Cały zespół ma barwy wiśniowe, czasem piaskowce są zabarwione zmiennie w postaci naprzemianległych smug białych i wiśniowych. W warstwach tych znalazłem hieroglify (prawdopodobnie nieorganiczne) i zmarszczki falowe.

Górny kompleks łupkowy odsłania się bardzo słabo na południe od Hali Pańszczyckiej, gdzie rozpoczyna wychodnie seisu u podnóża Małej Koszystej. Kompleks ten tworzą czerwone łupki z przewarstwieniami czerwonych, drobnoziarnistych piaskowców.

Miąższość seisu prawdopodobnie nie przekracza 100 m (Roniewicz 1959). Duży obszar zajęty przez seis na pn.-zachodnim zboczu Małej Koszystej tłumaczy się tym, że ma on upad zbliżony do kąta nachylenia stoku i jest lekko pofałdowany.

Fałd Giewontu. Fałdowe jednostki wierchowe na Koszystej są silnie zredukowane, tak że dolna jest reprezentowana wyłącznie przez jądro krystaliczne (odkryte przez A. Michalika — 1951), a górna przez odwróconą serię wapienno-dolomitową, zaliczaną do triasu środkowego (Michalik 1955). W triasie tej jednostki można wydzielić, poczynając od góry (seria odwrócona), następujące zespoły warstw:

a Seria naprzemianległych wapieni bitumicznych, żółtych dolomitów i czarnych łupków. Ten zespół jest w serii wierchowej Tatr typowy dla warstw myophoriowych kampilu (Kotański 1956a). Warstwy te zachowały się w małym rowie tektonicznym między utworami anizyku około 125 m na NW od p. 1820,5 na grzbiecie Małej Koszystej (pl. XXV, fig. 1 i 2).

b Niższa seria wapieni ciemnych, warstewkowanych (laminowanych) ze strukturami robaczkowymi, przewarstwionych szarymi, jasno wietrzejącymi dolomitami. Seria ta ma niewielką miąższość. Wapienie tej

serii, podobnie jak wapienie serii *d*, często mają strukturę robaczkową, która powstaje w wyniku zaburzeń spływowych warstewek (Kotański 1955).

c Seria szarych cukrowatych dolomitów. Występujące tu dolomity cukrowate są złożone z kryształów dolomitu o zaokrąglonych zarysach, między którymi jest niewielka ilość substancji ilastej i tlenków żelaza. Dolomity cukrowate tworzą przewarstwienia ze zbitymi (afanitowymi makroskopowo), szarymi dolomitami. Zespół ten jest charakterystyczny dla dolnego anizyku (Kotański 1955).

d Wyższa seria wapieni ciemnych, warstewkowanych, ze strukturami robaczkowymi oraz szarych dolomitów. Seria ta ma znaczną miąższość. Wapienie mają barwę ciemnoniebieską, są dobrze warstwowane, przy czym przeważają warstwy grubości około 1 m; w warstwach tych widać warstewkowanie ze strukturami robaczkowymi. Na wschodnim zboczu Małej Koszystej odsłaniają się cienko warstwowane wapienie robaczkowe z rozsianymi krążkami liliowców. Zły stan zachowania nie pozwala na ich oznaczenie. Zdaniem mgr. J. Lefelda mogą one reprezentować rodzaje *Dadocrinus* lub *Isocrinus*, przy czym jest prawdopodobniejsze, że jest to pierwszy rodzaj.

Serie *b*, *c* i *d* łączą się przejściami sedymentacyjnymi; we wszystkich tych seriach występują szare dolomity, wśród których występują odmienne w każdej serii przewarstwienia.

Seria *a* należy do *kampilu*, natomiast serie *b*, *c* i *d* reprezentują typowy dla triasu środkowego zespół litologiczny. W ostatnich latach J. Lefeld (1956, 1957) na podstawie fauny krynoidowej wykazał, że w fałdzie Giewontu mamy tylko anizyk dolny. Wapienie robaczkowe w świetle ostatnich badań (Lefeld 1956, 1957, Kotański 1955, 1958) należą do dolnego anizyku. Na podstawie tych przesłanek uważam, że serie *b*, *c* i *d* należą do *dolnego anizyku*. Przypuszczenie to potwierdza pozycja stratygraficzna, gdyż leżą one bezpośrednio pod kampilem tworząc serię odwróconą oraz znalezienie krążków liliowców, przypominających przewodni rodzaj *Dadocrinus*.

Warstwy anizyku fałdu Giewontu tworzą na pn.-zachodnich zboczach Małej Koszystej pas skałek (pl. XXV, fig. 1) oraz całą wschodnią część północnego zbocza tej góry, łącznie z granią na tym odcinku (pl. XXV, fig. 2 i pl. XXVI, fig. 1).

2. *Seria reglowa*

Trias środkowy wykształcony jest w postaci grubego kompleksu dolomitowego, tworzącego pn.-zachodnie zbocza Małej Koszystej (pl. XXV, fig. 1 i 2). Kompleks ten rozdzieliłem na następujące serie:

a Seria dolomitów szarych, jasno wietrzejących z przewarstwieniami dolomitów cukrowatych. Seria ta bardzo przypomina serię *c* anizyku wierchowego. Pewne różnice można dostrzec w morfologii; gdy dolomity wierchowe tworzą raczej obniżenia, to reglowe charakteryzuje występowanie skałek.

b Seria dolomitów szarych, jasno wietrzejących. W dolnej części tej serii nie widać warstw, a dolomit wietrzejąc rozpada się na charakterystyczny ostrokrawędzisty gruz. Górną część tworzą szare, płytowe bądź drobnopłytowe dolomity.

c Seria dolomitów jasnych, żółto wietrzejących z „rogowcami" w stropie. Jest to charakterystyczny poziom (Sokołowski 1958) o niewielkiej miąższości — ok. 5 m. Pod mikroskopem w skale z dolnej części tej serii widać na tle zbitej drobnoziarnistej masy (ziarno 0,01 mm) nieregularne partie o grubszym ziarnie, oraz drobne okruchy kwarcu i nieco większe skupienia chalcedonu i kwarcu o postrzępionych konturach. W wyższych partiach tej serii zjawiają się widoczne mikroskopowo chalcedonowo-kwarcowe smugi, tworzące wstęgi równoległe do warstwowania, co wskazuje na związek ich z warstwowaniem, a zatem raczej na pierwotną genezę. Ilość krzemionki autogenicznej, skupionej w smugi rośnie od spągu (gdzie widać ją tylko mikroskopowo) ku stropowi.

d Brekcja chalcedonowo-dolomitowa. Skała ta występuje miejscami w stropie poprzedniej serii, osiągając miąższość 2 m i nie jest od niej wyraźnie odgraniczona. Skała ta składa się z okruchów szarego i jasnego dolomitu, oraz chalcedonowo-kwarcowej masy. Stosunek ilościowy tych składników jest zmienny. Ostrokrawędziste bloczki dolomitu (2-4 cm średnicy) mają powierzchnię nierówną. Badania mikroskopowe wykazały, że spoiwo krzemionkowe blisko okruchów jest kwarcem, który przechodzi w chalcedon dalej od okruchów dolomitu. Okruchy dolomitu są skorodowane, przy czym zagłębienia w nich wypełnia kwarc i chalcedon. Wskazuje to na sylifikację dolomitu. Ponieważ sylifikacja ta jest przywiązana do jednego poziomu stratygraficznego, a w serii nadległej występują otoczaki tych skał, sądzę, że należy ją odnieść do najwyższego triasu środkowego i związać ze zmianą środowiska.

Opisany kompleks dolomitowy bardzo przypomina ladyn Tatr Bielskich (Kotański 1958), co pozwala sądzić, że tu mamy również wyższą część triasu środkowego, tym bardziej że ten ostatni łączy się sedymentacyjnie z nadległym triasem górnym.

Trias górny również da się rozdzielić na kilka serii; ich skład i miąższość są bardzo zmienne, miejscami niemożliwe do określenia wskutek silnych wyprasowań tektonicznych i słabego odsłonięcia. Utwory tej części triasu występują w okolicy Polany Waksmundzkiej.

a Wapień okruchowy, odsłaniający się nad szałasami na Polanie Waksmundzkiej (pl. XXV, fig. 1). Jest to jasnoszary zbity wapień z okruchami (do 1,5 cm średnicy) żółtego dolomitu, jasnoszarego wapienia i chalcedonu. Okruchy dolomitu i chalcedonu są identyczne ze skałami serii *c* i *d* reglowego środkowego triasu. Natomiast okruchy szarego wapienia przypominają główną masę skały, co wskazuje na rozmycia śródwarstwowe. Prawdopodobnie wapień ten jest facją boczną czerwonego zlepieńca o spoiwie wapnistym ze spągu reglowego górnego triasu.

b Seria piaskowcowa leży na wapieniu okruchowym, a miejscami wprost na triasie środkowym. Piaskowce mają barwę rdzawą, spoiwo wapniste i składają się z ziarn kwarcu z małą domieszką skaleni i bliżej nieokreślonych ciemnych skał. Odmiany gruboziarniste (żwirowate) występują w dolnej części, a wyżej — drobnoziarniste. W serii tej spotyka się wtrącenia mułowców i dolomitów marglistych.

c Seria łupkowa. Jest ona źle odsłonięta, lecz daje charakterystyczną zwietrzelinę — czerwoną glinę. Są to czerwone łupki ilaste z wtrąceniami drobnoziarnistych piaskowców i zielonych łupków.

Retyk odsłania się w lesie między Polaną Waskmundzką a przełęczą bez nazwy z punktem 1418 między Małą Koszystą a Przysłopem Waksmundzkim. W dalszym ciągu przełęcz tę będę nazywać Przełęczą 1418. Są to czarne łupki i ciemnoniebieskie wapienie bitumiczne przechodzące w zlepy muszlowe. W wapieniach tych występują liczne ramienionogi z gatunku *Terebratula gregaria* Suess.

W stropie retyku występują wapniste piaskowce, tworzące przejścia do najniższego liasu. W tych piaskowcach, wśród ziaren detrytycznych, występuje kwarc z małą domieszką okruchów kwarcytu, skaleni, muskowitu i ułamków krynoidów.

Lias dolny został również rozdzielony na serie zróżnicowane litologicznie.

a Piaskowce. Są to drobnoziarniste piaskowce przewarstwione mułowcami, barwy rdzawej lub oliwkowo-brunatnej. Spoiwo tych piaskowców jest ilaste, a czasem wapniste.

b Łupki z ławicami wapieni w stropie. Dolna część tej serii odsłania się w cieku między Polaną Waksmundzką a Przełęczą 1418. Są to ciemnoszarkowe łupki z wkładkami marglistymi. Badania mikroskopowe wykazały, że mamy tu prawie wyłącznie mułowce, a miejscami tylko iłowce. W skałach tych w spoiwie ilastym tkwią okruchy kwarcu, muskowitu, rozłożonego biotytu i skaleni. Wymiary ziaren i ich ilość zmienia się w poszczególnych warstewkach w ten sposób, że mamy przejścia od bardzo drobnoziarnistych piaskowców przez mułowce do iłowców. Wśród

tych mułowców rzadko występują wtrącenia margli. Spoiwo margli skła się z substancji ilastej i węglanowej, zabarwionych związkami żelaz W spoiwie tym występują okruchy kwarcu i muskowitu. W jednym sz fie zauważyłem ułamki krynoidów i otwornicę z grupy *Nodosaria*.

Górna część tej serii odsłania się w niszach osuwiskowych na zb czu Przysłopu Waksmundzkiego nad Polaną Waksmundzką. Są to łup ciemnooliwkowe z przewarstwieniami ciemnoniebieskich wapieni.

Serie *a* i *b* reprezentują dolny lias w facji grestenskiej. Wiek gr stenu reglowego w Tatrach ustalił W. Goetel (1916) jako hettang-syn mur. Podobny wiek przypisują mu S. Sokołowski (1948) i H. Grabowsk Hakenberg (1958).

c Piaskowce kwarcytyczne: tworzą one skałki w lesie na południ wych zboczach Przysłopu Waksmundzkiego i Gęsiej Szyi. Są to piaskow białe, miejscami szare, a na powierzchni zwietrzałej zlewne, porowat Spoiwo krzemionkowe (w partiach zlewnych) przeważa nad kalcytowy (w partiach porowatych).

Podobne piaskowce występują w Tatrach Bielskich, gdzie S. Sok łowski (1948) ustalił ich wiek na synemur-lotaryng?, oraz na Ostry Wierchu, gdzie według H. Grabowskiej-Hakenberg (1958) reprezentu one górny synemur.

TEKTONIKA

Tektoniką tego obszaru zajmowali się V. Uhlig (1900) i A. Michal (1955). V. Uhlig wydzielił strefę wysokotatrzańską, reprezentowaną prz synklinę ($S_1 + _2$) i obaloną z północy antyklinę (A_3) dolnotatrzańską. M chalik stwierdził, że między werfenem, a triasem środkowym pierwsz jednostki Uhliga występuje jądro krystaliczne i w ten sposób rozbił na dolną jednostkę tubylczą i górną, złożoną ze skał krystalicznych i tri su środkowego i górnego (do tej jednostki zaliczył więc część strefy w sokotatrzańskiej i całą dolnotatrzańską jednostkę Uhliga). Jednostl wyższą autor ten skłonny był łączyć z fałdem Giewontu.

Badania terenowe przeprowadzone przeze mnie potwierdziły podzi tektoniczny V. Uhliga oraz rozdzielenie przez A. Michalika wysokot trzańskiej strefy V. Uhliga. Ponadto badania te wykazały istnienie wię szych komplikacji (wydzielenie dwu wierchowych jednostek fałdowyc i pozwoliły na dokładniejszą charakterystykę wydzielonych poprzedn jednostek.

1. *Jednostka autochtoniczna (Kominów Tylkowych).* Jednostkę tworzą wyłącznie utwory seisu, stanowiące wielką płytę na NW zboc

Małej Koszystej (pl. XXV, fig. 1) i ciągnące się pasem przez grań koło p. 1820,5 na pn.-wschodnie zbocze tej góry, gdzie tworzą wąski pas biegnący ku NE przez całe zbocze (pl. XXVI, fig. 1).

Cały kompleks seisu jest zundulowany i pocięty małymi uskokami. Na całym obszarze występują piaskowce, a łupki zachowały się tylko w synklinach u podnóża Małej Koszystej na S od polany Pańszczycy. Płyta pn.-zachodnich zboczy Małej Koszystej od zachodu obcięta jest uskokiem. Na linii tego uskoku utworzył się żleb, wzdłuż którego A. Michalik narysował przekrój (1956 — fig. 1). Przekrojem tym zilustrował on tezę, że werfen jest nasunięty na granit, a na granicy nasunięcia powstała „brekcja koperszadzka". Świadczyć ma o tym, jego zdaniem, widoczne na tym przekroju dochodzenie różnych warstw werfenu do dna żlebu, co miało dowodzić ścięcia werfenu w spągu — na powierzchni nasunięcia na granit, widoczny na przeciwnym zboczu żlebu. Badania moje wykazują, że istnieje tu uskok, wzdłuż którego został zrzucony seis (werfen), a wraz z nim również i granit. Widoczny na przeciwległym zboczu żlebu granit występuje w podniesionym skrzydle uskoku i nie można sądzić, że przedłuża się na wysokości dna żlebu pod seisem. Mimo usilnych poszukiwań nie znalazłem tu też „brekcji koperszadzkiej". Zauważyłem jednak miejscami na pd.-zachodnim zboczu tego żlebu niezwykle silne zwietrzenie granitu, gdzie indziej na Koszystej niespotykane, co skłonny jestem tłumaczyć przedpermskim wietrzeniem, oraz słabe zaczerwienienie granitu. Zjawiska te są znane z innych kontaktów granitu z seisem w Tatrach (np. Skrajna Turnia, Jagnięcy Szczyt).

Południowo-wschodnia granica zasięgu seisu ma charakter tektoniczny, na co zwrócił uwagę A. Michalik (1955). Na całym obszarze widać zwiększanie nachylenia seisu w pobliżu pd.-wschodniej granicy, oraz wzrost intensywności drobnych zaburzeń w seisie. Zwiększanie upadów jest silniejsze w kierunku NE, gdzie obserwujemy w końcu warstwy obalone na SE (pl. XXVI, fig. 2 i 3). Na stojący lub obalony seis nasuwa się granit, przy czym miejscami dochodzi do ścięcia. Idąc dalej ku wschodowi napotykamy uskok, w którego wschodnim (wiszącym) skrzydle widzimy kilka pasów seisu, leżących wśród granitu. Są to synkliny seisu rozdzielone antyklinami granitu, który tu bierze udział w drobnych undulacjach pokrywy autochtonicznej. Miejscami granit ścina synkliny seisu, dając lokalne nasunięcia. Takie lokalne nasunięcie granitu, ścięte przez trias środkowy fałdu Giewontu, A. Michalik (1955) uznał za odsłonięcie jądra krystalicznego fałdu wierchowego. Jest to jednak wynik lokalnych zaburzeń w obrębie autochtonu. Granit biorący udział w tych zaburzeniach, jak wykazały badania mikroskopowe, jest silnie skataklazowany. Zaburzeń takich wspomniany autor nie dostrzegł i to skłoniło

go do przyjęcia istnienia jądra krystalicznego na pn.-zachodnim zbocz Małej Koszystej.

Dalej ku wschodowi na pd.-wschodnich zboczach Małej Koszyste zjawia się w obrębie seisu „skręt korzeniowy", który zauważył A. Michalik (1955). Skręt ten jest ścięty przez granit jądra fałdu Czerwonyc Wierchów, pod którym występują resztki odwróconego werfenu. Jednostkę autochtoniczną ścina prawie równą powierzchnią nasunięcie fałdów wierchowych. Ścięcie to miejscami jest tak silne, że anizyk brzusznego skrzydła fałdu Giewontu leży wprost na granicie jednostki autochtonicznej, jak to widać na mapie na NE i NW od p. 1820,5 na Małej Koszystej.



Fig. 2

Syntetyczny przekrój tektoniczny przez północne zbocze Małej Koszystej

1 trzon krystaliczny; seria Kominów Tylkowych: *2* seis; fałd Czerwonych Wierchów: *3* jądro krystaliczne; fałd Giewontu: *4* kampil. *5* anizyk. Płaszczowina reglowa dolna: *6* trias środkowy, *7* trias górny, *8* retyk; lias dolny: *9* piaskowce i łupki, *10* łupki i wapienie, *11* piaskowce kwarcytyczne; *x-x* powierzchnia nasunięcia fałdów wierchowych, *y-y* powierzchnia nasunięcia reglowego

Synthetic tectonic section through north side of Mt. Mała Koszysta

1 crystalline core; Kominy Tylkowe series: *2* Seis; Czerwone Wierchy fold: *3* crystalline core; Giewont fold: *4* Campilian, *5* Anisian. Lower sub-tatric nappe: *6* Middle Triassic, *7* Upper Triassic, *8* Rhaetic; Lower Lias: *9* sandstones and shales, *10* shales and limestones, *11* quartzitic sandstones; *x-x* plane of overthrust of high-tatric folds, *y-y* plane of sub-tatric overthrust

2. *Fałd Czerwonych Wierchów.* Jednostka ta reprezentowana jest jedynie przez utwory krystaliczne, odsłaniające się na wschodnim zboczu Małej Koszystej, między seisem autochtonicznym a triasem środkowym (fig. 2 i pl. XXVI, fig. 1). Wystąpienie to znane było A. Michalikowi (1955), który jednak łączył te utwory z leżącym wyżej triasem środkowym w jedną jednostkę tektoniczną. Wydzielenie skał krystalicznych jako jądra osobnej jednostki fałdowej jest konieczne z tego względu, że w leżącym wyżej triasie środkowym mamy serię odwróconą, a zatem skrzydło brzuszne wyższej jednostki. Na fakt ten zwrócił mi uwagę dr Z. Kotański. W granicie tego jądra wyróżniłem wąski pas granitu „zautometamorfizowanego" z porfiroblastami, wyżej granit pegmatytowy z muskowitem, a w stropie biały granit aplitowy.

3. *Fałd Giewontu.* Jednostka ta reprezentowana jest przez anizyk i kampil skrzydła brzusznego. Na zachodnim zboczu Małej Koszystej fałd ten ograniczony jest do wąskiego pasa skałek a rozszerza się w kierunku wschodnim, tworząc całą wschodnią część północnego zbocza Małej Koszystej wraz z granią. W obrębie tej jednostki widać liczne drobne sfałdowania i uskoki. Właśnie licznym drobnym uskokom zawdzięczają swe powstanie skałki wapienne na zachodnim zboczu Małej Koszystej. Uskoki te rozbiły kompleks wapieni anizyku na oddzielne bloki — skałki, postrącane kolejno w dół. Fałd ten jest ścięty i powyciskany przez płaszczowinę reglową dolną.

4. *Płaszczowina reglowa dolna.* Płaszczowina ta na tym terenie obejmuje trias środkowy i górny, retyk i lias dolny. Rozpada się ona na dwie dygitacje.

Na zachodzie — pod morenami, przebieg triasu środkowego dolnej dygitacji znaczą liczne leje krasowe, które zauważył B. Halicki (1955). Pierwsze od zachodu odsłonięcia obserwujemy na S od polany Pańszczycy. Dalej ku wschodowi dygitacja ta tworzy zachodnią część północnego zbocza Małej Koszystej, sięgając do 1690 m. W okolicy Polany Waksmundzkiej dygitacja ta ulega całkowitej redukcji — znikają wszystkie ogniwa z wyjątkiem piaskowców kwarcytycznych liasu. Piaskowce te są horyzontem rozdzielającym dygitacje. Dalej ku wschodowi w miejsce wyciśniętej dolnej dygitacji zjawia się górna, zbudowana z dolomitów triasu środkowego.

Powierzchnia nasunięcia płaszczowiny reglowej jest bardzo dobrze odsłonięta w żlebach na północnych zboczach Małej Koszystej. Na powierzchni tej widać dolomity reglowe, powciskane plastycznie w wapienie serii wierchowej. W kilku miejscach, w terenie zakrytym zwietrzeliną, stwierdziłem w okolicy powierzchni nasunięcia nagromadzenie zwie-

trzeliny seisu (?). Pozycja tego seisu jest dziwna i nie można jej wyjaśni bez robót ziemnych. Prawdopodobne są dwie interpretacje; może to by seis wierchowy ukazujący się spod wyciskanego anizyku lub strzęp seisu reglowego w spągu płaszczowiny reglowej.

W przebiegu jednostek tektonicznych na Małej Koszystej wyraźnie widać skośne („dyskrepantne") dochodzenie jednostek reglowych do kontaktu z wierchowymi, a w obrębie serii reglowej „kulisowe zastępowanie się dygitacji", na co zwrócił uwagę w Tatrach po raz pierwszy K. Guzik.

Obecność silnych wyciśnięć tektonicznych na tym terenie należy tłumaczyć istnieniem elewacji Koszystej, co sugerował już V. Uhlig (1900). Według A. Michalika (1952) wiek elewacji jest hercyński, a zatem obserwowane wyciśnięcia byłyby efektem wyprasowań w nasuwających się masach skalnych pod wpływem wyniesienia w podłożu, na które się one nasuwały.

WNIOSKI

Na zakończenie podaję najważniejsze wyniki swych badań:

1° Stwierdzenie w masach krystalicznych Koszystej zanurzania się pegmatytowej „strefy brzeżnej" w głąb ku południowi w granity słabo zmienione.

2° Stwierdzenie w serii wierchowej obecności kampilu i wydzielenie poziomów litologicznych w środkowym triasie.

3° Rozdzielenie reglowego i wierchowego środkowego triasu.

4° Wydzielenie w serii reglowej w triasie środkowym i górnym oraz w liasie dolnym poziomów litologicznych.

5° Wydzielenie w serii wierchowej: jednostki parautochtonicznej jądra krystalicznego fałdu Czerwonych Wierchów i odwróconej serii fałdu Giewontu.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w styczniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

GOETEL W. 1916. Das Rhaet und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 9, H. 3-4. Wien.

GRABOWSKA-HAKENBERG H. 1958. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach (Geology of western part of Kopy Sołtysie — Tatra Mountains). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 2. Warszawa.

HALICKI B. 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach (La nappe subtatrique inférieure dans le bassin de Sucha Woda — Haute Tatra). — Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.

KOTAŃSKI Z. 1955. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. V/3.

— 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VI 1.

— 1956b. O triasie wierchowym w Tatrach (The high-tatric Triassic in Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr 7. Warszawa.

— 1958. Stratigraphical and paleogeographical position of the Triassic in Bielskie Tatry Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. 6, no. 8. Warszawa.

KREUTZ S. 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. — Wierchy, t. 8. Lwów.

LEFELD J. 1956. Nowe stanowisko liliowców (Crinoids of genus *Dadocrinus* from high-tatric Triassic in Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr 7. Warszawa.

— 1957. Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury (Geology of the Zawrat Kasprowy and Kopa Magury — Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VII 3. Warszawa.

MICHALIK A. 1951. Brzeżna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszystej (Okrainnaja zona kristalličeskogo massiva Tatr v rajone Košistoj). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 61. Warszawa.

— 1952. Cios krystaliniku Tatr Polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne (Diaclases du massif cristallin de Tatra Polonais et changements hydrothermaux qui l'accompagnent). — Ibidem, 84.

— 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série hauttatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.

— 1956. W sprawie genezy „zlepieńca koperszadzkiego" w Tatrach (Sur la genèse du „conglomérat de Koperszady" dans la Tatra). — Ibidem, 109.

MOROZEWICZ J. 1909. Z mineralogii i petrografii Tatr (Zur Mineralogie und Petrographie des Tatragebirges). — Kosmos, t. 34/7-9. Lwów.

— 1914. Ueber die Tatragranite. — N. Jb. Min. Geol. Pal., Bd. 39. Stuttgart.

RONIEWICZ P. 1959. Sedymentacja seisu wierchowego w Tatrach. Praca magisterska, wykonana w Zakładzie Geologii Dynamicznej U.W., maszynopis. Warszawa.

SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. IV. Warszawa.

— 1958. Badania geologiczne Tatr, Podhala i Pienin. — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 114. Warszawa.

TURNAU-MORAWSKA M. 1948. Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr (Microgeological researches in the central part of the crystalline Tatra). — Kosmos. t. 65/1-4, Ser. A. Wrocław.

UHLIG V. 1900. Die Geologie des Tatragebirges. Theil II. Tektonik d. Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-Naturw. Kl., 68. Wien.

— 1905. Tatry. Mapa geologiczna 1:75000 (Geologische Karte des Tatragebirges 1:75000). — Atlas Geol. Galicji, z. 24. Kraków.

WEYBERG Z. 1902. Przyczynki do petrografii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. — Pam. Tow. Tatrz., 23. Kraków.

И. ГЛАЗЭК

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОШИСТОЙ В ТАТРАХ

(Предварительное сообщение)

(Резюме)

Массив Кошистой в Высоких Татрах образуют кристаллические и осадочные горные породы, причем кристаллические породы составляют большую часть этой территории. На основании макроскопических черт выделены среди кристаллических пород: „автометаморфизованный" гранит, пегматитовый гранит с биотитом, пегматитовый гранит с мусковитом, а также белый аплитовый гранит с мусковитом. Граниты сильно измененные, благодаря процессам пегматитизации образуют зону, простирающуюся с востока на запад. Эта зона наклонена и утончается в южном направлении (фиг. 1).

Северную часть территории занимают осадочные толщи, принадлежащие к нескольким редуцированным тектоническим единицам. В верхнетатранской (верховой) части выделено: автохтонную единицу в виде песчаников и сланцев сейса, кристаллическое ядро складки Червоных Верхов и нижнее крыло складки Гевонта (анизийский ярус и кампиль). На верхнетатранскую серию надвинуты — субтатранский (реглевой) покров, охватывающий средний и верхний триас, рэт и нижний лейас. В пределе верхнетатранского (верхового) аниза, среднего и верхнего триаса, а также субтатранского (реглевого) лейаса выделены литологические комплексы. Сильные редукции тектонических единиц вызваны, по всей вероятности, существованием элевации Кошистой в основании, на которое они надвигались.

J. GŁAZEK

GEOLOGY OF THE KOSZYSTA MASSIF (HIGH TATRA MOUNTAINS)

(Summary)

ABSTRACTS: Types of granite differentiated within the area of the Koszysta Massif have, in a varying extent, been subjected to the process of pegmatitisation. Those that are more strongly altered constitute a zone stretching W-E, gently dipping S. and expanding to the north. The following are structures distinguished within the sedimentary series: autochtonic unit, crystalline core of the Czerwone Wierchy fold, lower limb of the Giewont fold, and the lower sub-tatric nappe. Campilian and Anisian rocks have been ascertained in the Giewont fold. Lithological complexes have been differentiated in the Anisian of the Giewont fold, and in the Triassic and Lias of the lower sub-tatric nappe.

The massif of Mt. Koszysta in the High Tatra Mts. is made up of crystalline and sedimentary rocks. The geology of this area has in part been described by Uhlig (1900) and Michalik (1951, 1955). Uhlig has separated the high-tatric series from the sub-tatric while Michalik (1951) has described the marginal zone of the crystalline core of Mt. Koszysta and the sedimentary series there (1955). The writer's own studies have led to the differentiation of two high-tatric fold units and to a detailed description of the tectonics and lithology of previously distinguished units.

The petrography of crystalline rokcs, constituting the major part of the studied area, has not been adequately investigated. "Auto-metamorphosed" granite, pegmatitic granite with biotite, pegmatitic granite with muscovite, and white aplitic granite with muscovite have been differentiated on map shown in fig. 1. These varieties have been distinguished on macroscopic features observable in the field. The granites which have suffered stronger pegmatitisation form a zone stretching W-E, gently dipping and thinning out to the south. Southwards this zone penetrates into granites which have been less altered.

The northern part of the studied area is built of Mesozoic rocks referable to several tectonic units. The lowest autochtonic unit (Kominy Tylkowe series), is represented by Seis quartzite, sandstones and shales. It displays undulations (fig. 2) in which granite also participates. Higher up occurs the crystalline core of the upper (Czerwone Wierchy) fold which is overlain by the overturned series of the lower limb of the Giewont fold. The Campilian and three lithologically different complexes of the Anisian have been distinguished in the overturned series: a) laminated limestones (with vermicular structures), b) saccharoid dolomites,

and c) laminated limestones with vermicular structures. All these series, linked by sedimentary transitions, are interbedded with grey dolomites. The above three units represent high-tatric series. They are truncated by the upper nappe of the lower sub-tatric, involving the Middle and the Upper Triassic, the Rhaetic and the Lower Lias. Lithological assemblages have also been distinguished in these horizons. Strong reduction of the sedimentary series is due to the occurrence of an older elevation in the substratum (Koszysta elevation) overthrust by sub-tatric units.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, January 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXV-XXVI

DESCRIPTION OF PLATES XXV-XXVI

PL. XXV

Fig. 1

Pn.-wschodnie zbocze Małej Koszystej widziane z Butorowa
Gr granit; jednostka Kominów Tylkowych: *Ts* piaskowce seisu; fałd Giewontu: *Tk* kampil, *Ta* anizyk; płaszczowina reglowa dolna: *Tr* trias środkowy

North-east side of Mt. Mała Koszysta viewed from Butorów
Gr granite; Kominy Tylkowe unit: *Ts* Seis sandstones; Giewont fold: *Tk* Campilian, *Ta* Anisian; Lower sub-tatric nappe: *Tr* Middle Triassic

Fig. 2

Północne zbocze Małej Koszystej widziane od strony Polany Waksmundzkiej
Gr granit; jednostka Kominów Tylkowych: *Ts* piaskowce seisu; fałd Giewontu: *Tk* kampil. *Ta* anizyk; płaszczowina reglowa dolna: *Tr* trias środkowy, *Tg* trias górny (*Tgw* odsłonięcie wapieni okruchowych)

North side of Mt. Mała Koszysta viewed from Polana Waksmundzka
Gr granite; Kominy Tylkowe unit: *Ts* Seis sandstones; Giewont fold: *Tk* Campilian, *Ta* Anisian; lower sub-tatric nappe: *Tr* Middle Triassic, *Tg* Upper Triassic (*Tgw* outcropping brecciated limestones)

PL. XXVI

Fig. 1

Panorama wschodniego zakończenia grani Małej Koszystej od południowego wschodu widziana ze zboczy Dziada
Gr granit; jednostka Kominów Tylkowych: *Ts* piaskowce seisu; fałd Czerwonych Wierchów: Gr_c jądro krystaliczne; fałd Giewontu: *Ta* anizyk

South-east panorama of the eastern periphery of Mała Koszysta crest viewed from Mt. Dziad

Gr granite; Kominy Tylkowe unit: *Ts* Seis sandstones; Czerwone Wierchy fold: Gr_c crystalline core; Giewont fold: *Ta* Anisian

Fig. 2

Pn.-wschodnie zbocze Małej Koszystej, widok ku południowemu zachodowi. Przejście od warstw stromo zapadających na północny zachód do obalonych na południowy wschód

Gr granit, *Ts* piaskowce seisu jednostki Kominów Tylkowych

North-east side of Mała Koszysta looking SW. Transition from beds steeply plunging SW to beds inclined SE

Gr granite, *Ts* Seis sandstones of the Kominy Tylkowe unit

Fig. 3

Skałka z obalonym seisem na pn.-wschodnim zboczu Małej Koszystej

Gr granit, *Ts* piaskowce seisu

Rugged wall with overturned Seis rocks on the north-east side of Mt. Mała Koszysta

Gr granite, *Ts* Seis sandstones

Wszystkie fotografie wykonał autor

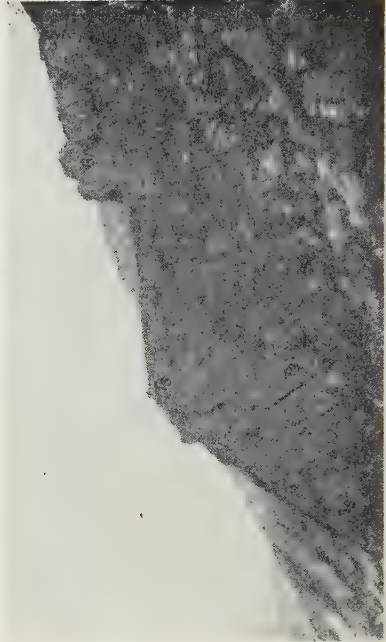
All photographs by the author



Fig. 1

Fig. 2

Fig. 1





PIOTR RONIEWICZ

Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego

STRESZCZENIE: W serii wierchowej seis występuje w spągu kompleksu osadowego w sedymentacyjnym kontakcie z trzonem krystalicznym. Szereg cech osadów jak: duże wzajemne podobieństwo w odległych profilach, cykliczność sedymentacji, wysortowanie materiału okruchowego, obecność określonych typów warstwowań, zmarszczek i hieroglifów wydaje się świadczyć o płytkomorskim pochodzeniu osadów seisu.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Celem badań prowadzonych w sezonach letnich 1957 i 1958 r. była próba ustalenia źródeł materiału klastycznego i środowiska sedymentacji seisu (dolnego werfenu) na drodze szczegółowych obserwacji terenowych. Obserwacje przeprowadzałem na obszarze serii wierchowej począwszy od Osobitej na zachodzie, aż po Stełki i Ryniasy na wschodnim krańcu Tatr.

Zagadnienie to było wielokrotnie rozważane przez geologów pracujących w Tatrach, przy czym poglądy na środowisko sedymentacji, źródła materiału klastycznego i wiek serii ulegały ciągłej ewolucji w miarę narastania materiału obserwacyjnego, zdobywanego przy zastosowaniu coraz to innych metod badań.

V. Uhlig (1897) traktował piaskowce i kwarcyty występujące w spągu serii osadowej Tatr jako utwór morski w ciągłości sedymentacyjnej ze zlepieńcem spągowym występującym w grani Jagnięcego (dzisiejszy zlepieniec koperszadzki), zaliczając oba kompleksy do permu. Leżące nad piaskowcami warstwy czerwonych łupków odpowiadać miały dolnemu triasowi. Ten ostatni pogląd Uhliga potwierdza M. Limanowski (1901), znajdując w łupkach werfenu reglowego w dolinie Jaworzynki przewodnie skamieniałości z gatunku *Myophoria costata*.

Od tego momentu utrwala się w literaturze polskiej termin „permotrias", który używany jest aż do roku 1948, kiedy to S. Sokołowski podkreśla fakt istnienia zmiany, czy może nawet luki sedymentacyjnej pomiędzy zlepieńcem koperszadzkim, a nadległymi kwarcytami. S. Sokołowski proponuje, aby zlepieniec koperszadzki zaliczyć do permu, za serię kwarcytowo-łupkową rozpoczynającą się zlepieńcami kwarcowymi traktować jako werfen, podobnie, jak to od 1932 roku czynili Słowacy w analogicznych seriach udokumentowanych jednak fauną. Poglądy te rozwinął następnie E. Passendorfer (1950). Jeszcze dokładniejszy podział werfenu wprowadził Z. Kotański (1956), zaliczając do dolnego werfenu — seisu serię piaskowców i czerwonych łupków, a do werfenu górnego — kampilu — część osadów z przewagą skał węglanowych, udokumentowanych na terenie serii wierchowej fauną z *Myophoria costata*. Osady górnego kampilu (warstwy myophoriowe) dawniej zaliczane były do środkowego triasu.

Wraz z określeniem „permotrias" przyjął się pogląd wyrażony przez M. Limanowskiego (1903) o lądowo pustynnym pochodzeniu tej serii w dolnej części, z przejściem przez osady słodkowodne do morskich w najwyższych warstwach (dzisiejszy kampil).

Pierwsze studium petrograficzne osadów werfeńskich przeprowadził Cz. Kuźniar (1913). Opierając się na badaniach szlifów mikroskopowych i kilku analizach chemicznych doszedł on do wniosku, że materiał klastyczny pochodzi z trzonu krystalicznego. Obecność rogowców ze szczątkami fauny w zlepieńcach na Giewoncie naprowadziła Cz. Kuźniara na koncepcję istnienia jakiejś przedpermskiej pokrywy osadowej w Tatrach, z której jedynymi pozostałościami mogłyby być rogowce. Sylifikacja piaskowców „permotriasu" miała mieć, według niego, charakter epigenetyczny, a dokonać jej miały zimne roztwory pochodzące z desylifikacji liasowych piaskowców Pisanej.

Ten petrograficzny kierunek badań prowadzi dalej M. Turnau-Morawska (1947 i 1955), podając szczegółowe opisy mikroskopowe składników piaskowców, wśród których na szczególne podkreślenie zasługują okruchy skał wulkanicznych i wylewnych (trachity i riolity) oraz skał metamorficznych. W pierwszej pracy (1947) autorka przychyla się do poglądów M. Limanowskiego (1903) o lądowym pochodzeniu osadów, a później (1955) przyjmuje pogląd wyrażony przez E. Passendorfera (1950, 1957) o rzecznym charakterze sedymentacji piaskowców werfeńskich. E. Passendorfer wyraził pogląd, że pokrywa werrukana w permie istniała na obszarze całych dzisiejszych Tatr, a jedyną jej pozostałością w chwili obecnej jest zlepieniec koperszadzki. Z rozmycia tej pokrywy w Tatrach i na południe od nich powstały osady werfenu. Tak więc w przeważa-

jącej części werfen byłby osadem rzecznym przechodzącym w wyższej części w osady morskie.

Jeszcze inne stanowisko w sprawie genezy osadów werfeńskich zajął K. Borzá (1958). Uważa on, podobnie jak dawniej V. Uhlig, że cały seis jest sedymentem płytkiego morza. Opiera się przy tym głównie na analogii z seriami dolno-triasowymi z obszarów Słowacji. K. Borzá podkreślając zubożały skład zlepieńców seisowych z grani Jagnięcego przy wysokim stopniu ich obtoczenia dowodzi, że materiał klastyczny pochodzi zapewne z Masywu Czeskiego. Jest to jednak pogląd czysto spekulatywny, gdyż w pracy nie podano jednoznacznych faktów wskazujących na typ środowiska sedymentacji, ani na pochodzenie materiału okruchowego.

METODY BADAŃ

Jak widać z tego krótkiego przeglądu, wszelkie wnioski tyczące się warunków powstawania osadów seisu opierały się głównie na obserwacjach petrograficznych połączonych z rozważaniami paleogeograficznymi. Obserwacje typu sedymentacyjnego miały raczej charakter dorywczy. Już M. Limanowski (1903) wspominał o licznych warstwowaniach krzyżowych w piaskowcach, które uważa za jeden z podstawowych argumentów na korzyść kontynentalnego pochodzenia osadów. Cz. Kuźniar (1913) wspominał nawet o pewnej prawidłowości polegającej na przewadze warstwowań przekątnych w dolnej, piaskowcowej części, ze stopniowym przejściem do warstwowań równoległych w wyższych ogniwach werfenu. W dotychczasowej literaturze spotyka się też wzmianki o śladach na powierzchniach warstw. E. Passendorfer (1950) opisuje hieroglify organiczne z Giewontu, a A. Michalik (1955) wspomina o obecności pręg falistych w werfenie Małej Koszystej.

Na podstawie wszystkich tych danych z literatury wydawało się wysoce prawdopodobne, że szczegółowe obserwacje terenowe nad zmiennością litologiczną, uwarstwieniem osadów i innymi strukturami sedymentacyjnymi mogą wnieść coś nowego do zasobu znanych faktów i pozwolą na dokładniejsze ustalenie warunków powstania serii werfeńskich w Tatrach.

Obserwacje terenowe rejestrowane były w postaci profilów litologicznych w skali 1:100. W przypadkach, gdy z przyczyn technicznych niemożliwe było pobranie oryginalnych okazów piaskowców z warstwowaniem czy pręgami, stosowałem odlewy gispowe. Dla zmarszczek stosowałem odlewy pozytywowe to znaczy, że gips wylewany był do formy z plasteliny odciśniętej uprzednio na skale. Dla warstwowań stosowałem

odlewy negatywowe bezpośrednio ze skały. Ważną rzeczą przy wykonywaniu takich odlewów jest dokładne odczyszczenie powierzchni skały i zwilżenie jej bezpośrednio przed nałożeniem masy gipsowej.

Analiza granulometryczna wykonana została ze szlifów mikroskopowych piaskowców z profilu Ornaku. Pomiary maksymalnych średnic trzystu ziaren w każdym szlifie dokonane zostały przy pomocy wyskalowanej siatki umieszczonej w okularze mikroskopu. Analizator w trakcie pomiarów był wysunięty. Wartości potrzebne do obliczenia współczynnika wysortowania według Traska odczytane zostały systemem graficznym z krzywych sumujących i następnie poprawione w myśl wzorów podanych przez G. M. Friedmana (1958). Otrzymane w ten sposób wartości współczynników wysortowania stały się porównywalne z wartościami otrzymywanymi drogą zwykłej analizy sitowej.

Próby rozmacerowania piaskowców przy pomocy soli glauberskiej nie dały rezultatów. Tylko jedna z czterech próbek po 36-ciu kolejnych krystalizacjach rozpadła się na drobniejsze kawałki i pewną ilość pierwotnych ziaren piasku. Posłużyła ona łącznie z piaskiem otrzymanym z rozpuszczenia piaskowców wapnistych górnego seisu do obserwacji nad morfologią ziaren.

Całą pracę wykonywałem pod kierownictwem prof. dr E. Passendorfera, który osobiście wprowadzał mnie w terenie w jej tematykę, za co pragnę mu gorąco podziękować. Wiele cennych wskazówek metodycznych otrzymałem również od dr Z. Kotańskiego, któremu pragnę wyrazić swoją wdzięczność.

STOSUNEK SEISU DO TRZONU KRYSTALICZNEGO

Seis w całych Tatrach w serii wierchowej spoczywa bezposrednio na trzonie krystalicznym. Wyjątek stanowi tu grań Jagnięcego, gdzie werfen jest podesłany przez zlepieniec koperszadzki i oddzielony od niego powierzchnią erozyjną (Passendorfer 1950, 1958).

Inny kontakt typu sedymentacyjnego znany mi jest z Żółtej Turni. Dość zlewny piaskowiec zlepieńcowaty sąsiaduje tu ze zwietrzałym granitem. Spąg piaskowca jest nierówny i sprawia wrażenie odlewu powierzchni stropowej granitu. Piaskowiec przenika w zagłębienia stropu granitu. Ze względu na wysoki stopień zwietrzenia granitu wydobywane ze strefy kontaktu kawałki piaskowca są zazwyczaj od spągu oklejone zwietrzeliną granitową. Podobnie wygląda kontakt na Skrajnej Turni (Turnau-Morawska 1947, 1955) przy szlaku turystycznym. Z granitem kontaktuje tu czerwony piaskowiec, zbliżony składem do arkozy.

Kontakty typu tektonicznego występują zwykle w obszarach, gdzie eis wykazuje lokalne zaburzenia tektoniczne. Tak się dzieje na zboczach krajnej Turni od strony doliny Stawów Gąsienicowych, na Koszystej Głazek 1959), w obrębie Siwych Sadów na Ornaku, na Smreczyńskim Upłazie w okolicy Jaferowego Żlebu (Świderski 1933). Piaskowce zle-ieńcowate kontaktujące z trzonem w tych miejscach są nadzwyczaj lewne i potrzaskane tektonicznie.

INWENTARZ LITOLOGICZNY SEISU WIERCHOWEGO I JEGO ZMIENNOŚĆ

Głównymi składnikami seisu wierchowego są piaskowce kwarcowe. óre oprócz ziaren kwarcu zawierają okruchy rogowców, skał wulka-cznych i wylewnych mocno zsylifikowanych, dobrze zachowanego ska-nia potasowego. skał metamorficznych i kwarcytów (Turnau-Morawska 947. 1955). Spoiwo jest typu krzemionkowego, rzadziej żelaziste. Rekry-alizacja spoiwa krzemionkowego obejmuje skałę plamiście (Kuźniar 913). Pewne plamisto rozmieszczone zmiany stopnia zlewności obser-ować można w piaskowcach makroskopowo w wielu profilach.

Dość częste, szczególnie w Tatrach Zachodnich, są odmiany pias-owców zbliżone składem do arkoz (do 20% skaleni). Makroskopowo są zwykle czerwone, stosunkowo mało zwięźle piaskowce z charaktery-ycznymi białymi plamkami. Na obszarze całych Tatr występują bardzo ewne piaskowce, zasługujące właściwie na miano kwarcytów, w któ-ch dość często pojawia się warstwowanie krzyżowe. Mimo dużych żnic w wyglądzie zewnętrznym różnych typów piaskowców, skład neralny nie odbiega w nich zwykle od przeciętnego schematu.

Zarówno zlepieńce towarzyszące spągowi seisu jak i wkładki zle-eńcowate w piaskowcach składają się w przeważającej ilości z kwar-w żyłowych, którym towarzyszą krzemienie, kwarcyty oraz porfiry arcowe o zsylifikowanym cieście skalnym (Jagnięcy). W zlepieńcu ągowym otoczaki tkwią zwykle w masie piaszczystej nie dotykając wzajemnie, i ułożone są większym przekrojem w płaszczyźnie war-vy. Wkładki zlepieńcowate w piaskowcach różnią się od zlepieńca spą-wego drobniejszą frakcją i sporadycznością występowania.

Mułowce i łupki ilaste tworzące cienkie wkładki w dolnym seisie bierają charakteru podstawowego składnika w stropowej części serii. łowce od piaskowców różnią się trochę składem mineralnym zeględu na to, że wśród skaleni częściej pojawiają się w nich ziarna gioklazów.

Łupki ilaste, najczęściej czerwone, rzadziej zielone, w dolnym sei sie tworzą cienkie i dość regularne wkładki; w górnym seisie pojawiaj się w ilościach równorzędnych z piaskowcami i mułowcami, tworzą pstry zespół dający w morfologii przełęcze i obniżenia.

Porównując profile litologiczne z różnych punktów serii wiercho wej można prześledzić kilka regularności.

W części spągowej seisu pojawia się zawsze warstwa zlepieńc lub piaskowca zlepieńcowatego, która spoczywa bezpośrednio na trzoni (lub zlepieńcu koperszadkim na Jagnięcym), lub też jest podesłana prze kilkudziesięciocentymetrowej miąższości warstwę piaskowca. Miąższoś warstwy zlepieńcowatej waha się od 2,3 m na Jagnięcym do 1,5 m n Skrajnej Turni. Oprócz składników wyliczonych wyżej pojawiają si często w zlepieńcu okruchy czerwonych łupków i czerwonych mał zwięzłych piaskowców pochodzących z rozmyć typu śródwarstwoweg Zlepieńce te wykazują zwykle uwarstwienie frakcjonalne.

Seis Tatr Zachodnich cechuje się dużym wzajemnym podobień stwem w profilach Ornaku, Tomanowej i Smreczyńskiego Upłazu Oprócz podobieństw wynikających z analogicznego następstwa warstw są to podobieństwa typów warstwowań krzyżowych występujących w to warzystwie podłużnych pręg w profilu Piszczałek (Ornak) i Jaferoweg Żlebu (Smreczyński Upłaz).

Od seisu Tatr Wysokich seis Tatr Zachodnich różni się większym udziałem czerwonych, stosunkowo gruboziarnistych i równoziarnistyc piaskowców zbliżonych składem do arkoz. W Tatrach Wysokich (Żółt Turnia) przeważają ilościowo brunatne, dość zwięzłe piaskowce kwarcy tyczne. Wkładki czerwonych łupków pojawiają się tu znacznie niże i w większych ilościach niż na zachodzie. Towarzyszą tym wkładkom z reguły rozmycia śródwarstwowe. Łupek w stropie jest rozmyty a jego okruchy tkwią bezładnie w nadległej warstwie piaskowca. Zjawi sko to nabiera masowego charakteru w górnym seisie o spoiwie lekk wapnistym, któremu wszyscy zgodnie przypisują pochodzenie morskie

Na wschodnim krańcu Tatr w profilu grani Jagnięcego obserwuje my względny wzrost ilościowy czerwonych piaskowców zbliżonych wy glądem do zachodnio-tatrzańskich. Podobnie jak na zachodzie, w bez pośrednim sąsiedztwie spągowej warstwy zlepieńcowatej pojawiają si piaskowce z krzyżowym uwarstwieniem.

WARSTWOWANIE I STRUKTURY NA POWIERZCHNIACH WARSTW

Najbardziej rozpowszechnionym makroskopowo dostrzegalnym ty pem warstwowania jest warstwowanie krzyżowe (*cross lamination* ta

bular według Shrocka). Warstewki ścinające osiągają zwykle miąższość kilkunastu centymetrów i są nachylone pod kątem nie przekraczającym zwykle 30°. Dolna część warstewek *(bottomset)* przytyka tangencjalnie do stropu warstwy znajdującej się poniżej i jest przy tym gorzej widoczna. Górna część zespołu skośnego *(foreset)* dochodzi pod kątem ostrym do spągu warstwy nadległej, przy czym granica ta jest zwykle ostra, gdyż w tym typie warstwowania ma ona charakter erozyjny i powstaje w wyniku rozmycia najwyższej części zespołu skośnego *(topset)*. Rzadziej jest spotykane warstwowanie typu jodełkowego *(herring bone structure)*, w którym nad zespołem warstewek pochylonych w jednym kierunku pojawia się wyższy, zwykle cieńszy i mający tendencję do zanikania, nachylony w stronę przeciwną. Warstwy skośne w warstwowaniach krzyżowych wykazują w większości przypadków upady północne.

Szeroko rozpowszechnione jest warstwowanie równoległe, jednak ze względu na diagenezę piaskowców zwykle znacznie lepiej widoczne jest ono w szlifach mikroskopowych niż okiem nieuzbrojonym w terenie. Warstewki osiągają w nim zwykle nieznaczną miąższość (w profilu Ornaku do 1 cm), różniąc się między sobą frakcją, a co się z tym wiąże — stopniem obtoczenia. W obrębie zlepieńca spągowego i w niektórych odmianach mniej zwięzłych piaskowców obserwować można warstwowanie frakcjonalne.

O obecności zmarszczek falowych w werfenie Koszystej wspomina A. Michalik (1955), nie podając ich bliższej charakterystyki.

Formy oscylacyjne napotkałem na powierzchni stropowej jasnego, zwięzłego piaskowca. Jest to szereg równoległych ostrych w przekroju grzbietów o wysokości do 2 cm i amplitudzie kilku centymetrów, rozdzielonych półokrągłymi w przekroju bruzdami (pl. XXVIII, fig. 3).

Innym znacznie rozpowszechnionym typem są pręgi uwidocznione na planszy XXVIII, figurze 2. Jest to szereg symetrycznych, zaokrąglonych grzbiecików, ustawionych w szachownicę. Odległości między grzbiecikami są zmienne i wahają się od kilkunastu centymetrów w okazach znalezionych na Smreczyńskim Upłazie, do kilku centymetrów w egzemplarzu znalezionym przez mgr J. Głazka w zwietrzelinie utworów górnego seisu na Koszystej.

Pręgi tego typu występują w różnych poziomach. Najniżej napotkałem je w piaskowcach o trzy metry od kontaktu z trzonem na Smreczyńskim Upłazie. Według klasyfikacji van Straatena (1953) zmarszczki tego typu należą do kategorii przetworzonych *(metaripples)*, które najczęściej powstają ze zmarszczek oscylacyjnych przy zmianie kierunku falowania lub przy udziale słabych prądów.

Dość powszechne w górnym seisie są hieroglify pochodzenia organicznego. Najładniejsze formy znalazłem na Giewoncie (pl. XXVII, fig. 1). Są to najprawdopodobniej ślady działalności mułożerców oraz ślady po miejscach bytowania jakichś organizmów bentonicznych.

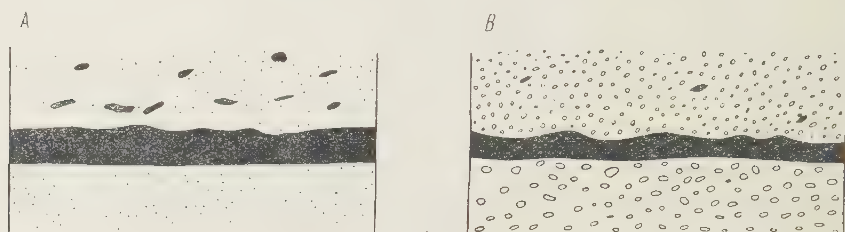


Fig. 1

A Warstewka czerwonego łupku rozmyta w stropie. Żółta Turnia
B Wkładka czerwonego łupku w zlepieńcu spągowym seisu, ze śladami rozmywania w stropie. Grań Jagnięcego

A Lamina of red shale outwashed at the top. Żółta Turnia
B Intercalation of red shale in basal Seis conglomerate, bearing traces of outwashing in the top. Jagnięcy crest

Częste są ponadto w różnych poziomach hieroglify obciążeniowe *(load casts)*. Oprócz form, których pochodzenie można określić choćby w przybliżeniu, wiele jest takich, które ze względu na zły stan zachowania pozwalają na stwierdzenie, że są to niewątpliwie jakieś formy pochodzenia erozyjno-sedymentacyjnego.

CYKLICZNOŚĆ SEDYMENTACJI

W profilu dolnego seisu Ornaku obserwuje się na dużej przestrzeni cykliczne przekładanie się czerwonych piaskowców zbliżonych składem do arkoz, z jasnymi zlewnymi piaskowcami kwarcytycznymi. Zjawisko to w sposób widoczny zaznacza się w morfologii stoku ze względu na dużą różnicę odporności na wietrzenie tych dwu typów litologicznych. W kilku przypadkach stropowa powierzchnia czerwonych piaskowców nosi ślady rozmycia, a spąg jasnego piaskowca kwarcytycznego ma charakter zlepieńcowaty. Granice między obu odmianami są ostre. Wydaje się, że całe to zjawisko jest odzwierciedleniem zmian klimatycznych, które wpływały na jakość i ilość dostarczanego do zbiornika sedymentacyjnego materiału klastycznego.

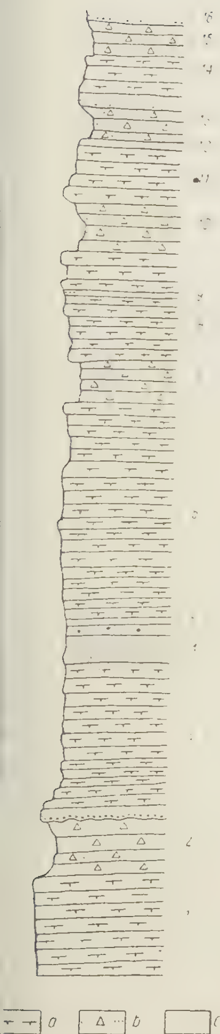


Fig. 2

Wycinek profilu litologicznego seisu z Ornaku (Baniste). Widoczna jest cykliczność sedymentacji

a piaskowiec kwarcytyczny, *b* piaskowiec zbliżony składem do arkozy, *c* piaskowiec kwarcowy. *1* piaskowiec kwarcytyczny zlewny, biały; *2* piaskowiec czerwony, gruboziarnisty z białymi cętkami; ku stropowi staje się mulasty; powierzchnia stropowa rozmyta; *3* piaskowiec kwarcytyczny o cielistej barwie, w spągu zlepieńcowaty; *4* piaskowiec brunatno-czerwony, gruboziarnisty; na powierzchniach zwietrzałych widoczne warstwowanie krzyżowe; *5, 9, 12* piaskowce jasne, nadzwyczaj równoziarniste o płytkowej oddzielności; *6* biały zwięzły piaskowiec kwarcytyczny; *7* czerwony niezbyt zwięzły piaskowiec; *8, 11, 14* brunatne piaskowce kwarcytyczne; *10* piaskowiec czerwony niezbyt zwięzły; *13* piaskowiec czerwony, gruboziarnisty; ku stropowi staje się bardziej zlewny; *15* piaskowiec czerwony, jak w warstwie 10; *16* jasny piaskowiec kwarcytyczny, zlepieńcowaty w spągu

Sector of the lithological section of the Seis from Ornak (Baniste), showing cyclic sedimentation

a quartzite sandstone, *b* sandstone arkose-like, *c* quartz sandstone. *1* quartzite sandstone, compact, white; *2* red sandstone, coarse-grained, white spotted; towards the top passing into siltstone; top surface outwashed; *3* quartzite sandstone of flesh colour, conglomeratic at bottom; *4* brown-red sandstone, coarse-grained; cross-laminated bedding observable on weathered surfaces; *5, 9, 12* light sandstone, extremely equigranular with tabular fracture; *6* quartzite sandstone, compact, white; *7* red sandstone, poorly compact; *8, 11, 14* quartzite sandstone, brown; *10* red sandstone, poorly compact; *13* red sandstone, coarse-grained; towards the top more compact; *15* red sandstone, as in bed 10; *16* light quartzite, at bottom conglomeratic

Innym typem zjawisk o cyklicznym charakterze, występującym a szeroką skalę, jest pojawianie się brekcji śródwarstwowych ponad 'kładkami łupków. Brekcje składają się z okruchów łupków ułożonych vykle bezładnie, spojonych spoiwem piaszczystym. Można zaryzykować vierdzenie, że zjawisko to wiąże się z większością wkładek łupkowych

występujących w całym seisie. Znane jest ono ze zlepieńca spągowe na Jagnięcym, towarzyszy seriom piaskowcowym środkowego seis a nabiera masowego charakteru w górnym seisie. Tu nie tylko okruc łupków towarzyszą piaskowcom, ale w obrębie mułowców przy bliższ obserwacji znajduje się liczne wkładki złożone z okruchów mułowcó spojonych mułowcowym spoiwem, różniącym się od okruchów inte sywnością czerwonej barwy. Zjawisko to należy wiązać chyba z płytk wodnością i stałym niepokojem jaki panował w zbiorniku sedyme tacyjnym.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

W świetle powyższych danych środowisko pustynne osadzania s utworów seisu wydaje się najmniej prawdopodobne. Świadczy przeciw niemu obecność regularnie pojawiających się wkładek łupkowyc w obrębie piaskowców, jednolicie wykształconych na większych prz strzeniach. Trudne do wyjaśnienia w warunkach pustynnych, gdz transport wodny ma charakter okresowy w związku z okresowymi op dami, są regularnie występujące w spągu seisu poziomy zlepieńcow Przyjmuje się powszechnie, że ziarno piaskowca, które przeszło obróbk eoliczną posiada wysoki stopień obtoczenia i matową powierzchnię. Z względu na wysoką diagenezę piaskowców wyodrębnienie poszczegó nych ziaren nastręcza duże trudności, jednak w przypadku kilku pr bek, które udało mi się rozmacerować, ziarna miały szkliste powierzch nie i były zwykle mocno kanciaste. Wreszcie warstwowanie eoliczne m zupełnie inny charakter niż obserwowane w piaskowcach i w kwarcy tach seisu. Cechuje się ono stosunkowo dużą zmiennością kierunkó i nachyleń warstewek. W osadach seisu natomiast w większości warstwo wań krzyżowych nachylenie warstewek ku północy jest najczęściej spo tykanym kierunkiem, a kąty nachylenia w obrębie stosunkowo dużyc serii nie ulegają większym zmianom. Tak więc pogląd M. Limanowskie go (1903) jest w świetle nowszych danych nie do utrzymania, co pod kreślał już E. Passendorfer (1950, 1957).

To że transport materiału okruchowego budującego dzisiejszy se odbywał się w środowisku wodnym z tym wszyscy są dziś zgodni. Róż nice poglądów panują natomiast nadal, jeżeli chodzi o miejsce, gdzi następowała sedymentacja. Według E. Passendorfera (1950, 1957) rzek osadzały materiał w pierwszym stadium na lądzie, a dopiero gdzie w wyższym seisie wkracza na te aluwia morze.

Współcześnie znane rzeczne osady lądowe mogące dawać większ pokrywy osadowe na większych przestrzeniach to przede wszystkim

osady typu piedmontowego, znane np. z Kalifornii (Sierra Nevada) i osady rzek na terenach szerokich nizinnych koryt (*floodplain sediments* — Dunbar 1957). Osady piedmontowe w Dolinie Śmierci to szereg nakładających się na siebie stożków napływowych z bardzo różnorodnego materiału, w wielu przypadkach nie odpornego na procesy wietrzenia. Nie ulega on zwietrzeniu dzięki nadzwyczaj szybkiemu transportowi i szybkiej akumulacji. Ułożenie materiału jest przy tym zwykle dość chaotyczne. Materiał gruboziarnisty przewarstwiać się może z wkładkami ilastymi, co w pewnym sensie jest odbiciem stosunków klimatycznych.

Osady powstające na obszarach rozlewisk wielkich rzek dzielą się na kilka ostro od siebie odgraniczonych typów, takich np. jak osady powstałe w korytach przepływów i osady powstałe na szerokich obszarach tarasowych. W obrębie tych dwu dużych grup wydzielić można szereg innych mniejszych, znacznie różniących się sposobem ułożenia i wielkością materiału w zależności od warunków hydrodynamicznych w jakich następowała sedymentacja, które to warunki w środowisku rzecznym w różnych punktach sa różne i dość zmienne. Jeżeli do tego urozmaiconego obrazu osadów dodamy jeszcze zmienność w profilu pionowym wynikającą choćby z wędrowania meandrów rzecznych, otrzymamy obraz bardzo złożony. Będzie to szereg ostro od siebie odgraniczonych soczewek złożonych z różnego materiału. Niczego podobnego nie obserwujemy w seisie. Typ osadów nie ulega w profilu żadnym radykalnym zmianom, czego należałoby się spodziewać, gdyby były to osady fluwialne, a także przy przejściu od sedymentacji rzecznej do morskiej. Wszelka zmienność, jak np. wzrost ilości łupków przy ubytku piaskowców ma charakter stopniowy. Materiał klastyczny składa się ze składników najbardziej odpornych na procesy wietrzenia. Miąższość serii seisu na obszarze całych Tatr ulega nieznacznym wahaniom od kilkudziesięciu do 120 metrów. Miąższości kilkunastometrowe są z reguły wynikiem redukcji tektonicznych.

Ziarno piaskowców wykazuje dobre wysortowanie Współczynniki wysortowania wyliczone metodą Traska w profilu Ornaku wahają się w granicach od 1,16 do 1,50. Odpowiednie wartości dla fliszu podhalańskiego wynoszą od 1,16 do 2,8 (Radomski 1958).

Wszystkie te dane wskazują, że najbardziej prawdopodobnym środowiskiem, w którym mogły powstać osady seisu jest płytkie morze strefy litoralnej. Przemawia za tym szereg cech osadów; ogólne podobieństwo profilów przy różnicach w szczegółach, jak i obecność warstwy zlepieńcowej w spągu, której pochodzenie można wyjaśnić działalnością prądów. W strefie litoralnej wyróżnić trzeba dwie zasadnicze generacje prądów. Pierwsza to prąd powstający, gdy fale uderzają skośnie do linii brzegowej. Obejmuje on swoim działaniem obszar bliski linii brzegowej.

Znany jest on z obszaru Bałtyku, jednak na największą skalę rozwinięty jest na wschodnim (kaukazkim) wybrzeżu Morza Czarnego. Prąd to potocznie zwany jest tu „kamienną rzeką" gdyż niesie wzdłuż brzegu z północy na południe otoczaki dochodzące do 10 cm średnicy przyniesione na wybrzeże przez górskie rzeki takie jak Soczi czy Mzymta. Cały ten żwir doskonale obtoczony jest równomiernie rozwłóczony wzdłuż wybrzeża od Taupse do południowych krańców Morza Czarnego.

Wydaje się, że w podobny sposób wytłumaczyć można pochodzenie warstwy zlepieńcowatej w spągu seisu. Byłyby więc te zlepieńce pochodzenia rzecznego, podobnie jak większość osadów klastycznych strefy litoralnej, jednak osadzone w morzu a nie na lądzie.

Druga generacja prądów to prądy związane ze zjawiskami przypływu i odpływu. Posiadają one siłę transportową dużych rzek i działają w znacznym zasięgu od linii brzegowej. Pokazują to przejrzyście opisy Van Straatena z obszaru Morza Północnego, Wadden Sea czy też Basen Arcachon. Uważam, że dziełem tych prądów jest warstwowanie piaskowców seisu. One to przyczyniały się do unifikacji typów osadów dostarczanych do zbiornika z lądu.

W strefie litoralnej mieszczą się doskonale wszystkie inne struktury jak pręgi czy hieroglify. Wreszcie i cykliczność sedymentacji jako wyraz zmian klimatu w bliskim sąsiedztwie lądu jest przy założeniu środowiska litoralnego zupełnie zrozumiała.

Zbiornik w ciągu seisu ulegał stałemu pogłębianiu, lub też linia brzegowa oddalała się od strefy dzisiejszych wychodni, co objawiało się przechodzeniem od sedymentacji piaszczystej do mułowcowo-ilastej z wkładkami węglanowymi. Głębokość zbiornika była jednak ciągle nie zbyt wielka, na co wskazuje obecność licznych rozmyć i brekcji śródwarstwowych.

Pozostaje pytanie, skąd pochodzi materiał klastyczny. Wydaje się pewnym w tej chwili, że nie może on pochodzić z samych Tatr — ani z trzonu krystalicznego, gdyż przeczy temu skład mineralny piaskowców, ani też z pierwotnej pokrywy osadowej, gdyż przeczy temu zarówno skład mineralny jak i stopień zubożenia w składniki. Materiał pochodzi zapewne z południa (Passendorfer 1950, 1957, Turnau-Morawska 1955). Za jego pochodzeniem z rozmycia z werrukana przemawia obecność skał wulkanicznych, co nie znaczy, że triasowej erozji nie mogły ulegać starsze skały wychodzące wtedy na powierzchnię.

W wyniku rozmywania licznych w werrukanie poziomów tufitowych mogła następować syngenetyczna sylifikacja piaskowców. Pogląd Cz. Kuźniara o epigenetycznym charakterze sylifikacji jest niemożliwy do utrzymania, gdyż sylifikacja obejmuje skały warstwowo. Piaskowce

zlewne przewarstwiają się z warstewkami miękkich ilastych łupków i mniej zwięzłych piaskowców.

Wszystkie powyższe uwagi w żadnym razie nie wyczerpują wszystkich problemów związanych z sedymentacją seisu; są one tylko wstępem do szerszego opracowania tego zagadnienia.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w styczniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

BORZÁ K. 1958. Triasove a liasowe kremence Belanských Tatier (Die triadischen und liassischen Quarzite des Gebirges Belanske Tatry). — Geol. Sborn., roč. IX, čis. 1. Bratislava.

DUNBAR C. D. & RODGERS J. 1957. Principles of stratigraphy. New York.

FRIEDMAN G. M. 1958. Determination of sieve size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. — J. Geol., vol. 66, no. 4

GŁAZEK J. 1959. Budowa geologiczna Koszystej (Geology of the Koszysta in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

KOTAŃSKI Z. J. 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VI/1.

KUŹNIAR Cz. 1913. Skały osadowe tatrzańskie. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. 13, z. 3. Kraków.

LIMANOWSKI M. 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. — Kosmos, t. 26.

— 1903. Perm i trias lądowy w Tatrach. — Pam. Tow. Tatrz., 24. Kraków.

MICHALIK A. 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série hauttatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.

PASSENDORFER E. 1950. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieńcu koperszadzkim. II. O wapieniu murańskim (Matériaux pour la connaissance de la géologie des Tatras. I. Sur le conglomérat de Koperszady. II. Sur le calcaire de Murań). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.

— 1957. Zlepieniec koperszadki, jego geneza i wiek (Le conglomérat de Koperszady (Tatra Orientale) sa formation et son âge). — Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.

RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale Flysch). — Ibidem, vol VIII/3.

SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. IV. Warszawa.

STRAATEN J.M.J.U. van 1951. Longitudinal ripple marks in mud and sand. — J. Sedim. Petrol., vol. 21.

— 1953a. Megaripples in the Dutch Wadden Sea and the basin of Arcachon (France). — Geol. Mijnbouw, 1.

— 1953b. Rhytmik patterns on Dutch North Sea beaches. — Ibidem, 2.
ŚWIDERSKI B. 1922. Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr (Sur la géologie des monts Tatra. Les racines du grand pli couché de Czerwone Wierchy (Montagnes Rouges) et les nouveaux éléments tectoniques du massif autochtone des Tatra). — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad Um., t. 22, z. 3. Kraków.
UHLIG V. 1897. Die Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien Math.-Naturw. Cl., Bd. 64. Wien.
ZENKOVIČ V. P. 1958. Berega Černogo i Azovskogo morej. Moskva.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕТАТРАНСКОГО СЕЙСА

(Резюме)

Воззрения на среду седиментации и возраст отложений, состоящих из песчаников, конгломератов и сланцев, выступающих в подошвенных частях серии осадочных Татр, подлежали постоянным изменениям. Самые ранние работы (Uhlig 1897) оценивают эту серию как морские отложения „пермотриаса". С момента опубликования работы Лимановского (1903), устанавливается, определенное воззрение на континентально-пустынное происхождение пермотриаса в подошвенных частях с переходом к морскому — в кровле.

После окончания второй мировой войны, пермотриас был разделен на перм — копершадский конгломерат и верфен (Sokołowski 1948), верфен же на сейс (нижний верфен) и кампиль (верхний верфен), документированный фауной с *Myophoria costata* (Kotański 1956) в верхнетатранской (верховой) серии. Е. Пассендорфер (1950—1957) и М. Турнау-Моравска (1955) придерживаются воззрения, что сейс является продуктом седиментации в речной среде. Е. Пассендорфер к тому же, полагает, что источником материала здесь был пермский покров веррукана.

К. Борза (1958) возвращается к первоначальной идее о морском происхождении отложений сейса.

Автор в настоящей работе опирается на наблюдения седиментационных структур и на изменениях литологии осадков в многочисленных профилях верхнетатранской (верховой) серии.

Наличие интраформационных размывов, рипплемарков волновых и преобразованных, как и большие сходства осаждений на обширных пространствах, приводят к убеждению, что отложения верхнетатранского сейса образовались в неглубоком водоеме, каким является лито-

ральная зона открытого моря. Силификация отложений имела сингенетический, но не эпигенетический характер, как предполагал Ч. Кузьняр (1913). В седиментации сейса можно наблюдать известную цикличность, проявляющуюся в профиле (фиг. 2). Циклический характер проявляют также интраформационные брекчии, сопутствующие большинству сланцевых переслоек.

P. RONIEWICZ

SEDIMENTARY CHARACTERISTICS OF THE HIGH-TATRIC SEIS

(Summary)

ABSTRACT: Within the high-tatric series of the Tatra Mountains the Seis occurs at the bottom of the sedimentary series in conctact with the crystalline massif (or with the Koperszady conglomerate). The contacts here are, mostly, sedimentary. Those of the tectonic type are associated with local tectonic disturbances. Seis sediments display close reciprocal similarities in sections, while their facial differentiation is gradual. Cyclic sedimentation is observable in section in the sequence of beds and occurrence of intraformational outwashing. These features - together with bedding types and the presence of ripple marks and various casts indicate the marine origin of the Seis deposits.

Descriptions of the Seis in the Tatra Mountains have, up-to-date, dealt with petrographic problems. The more recent geological studies in that area were rather fragmentary, having been usually regarded as subordinate to other investigations. In the present paper paramount attention has been paid to accuracy of field observations regarding lithological variation, bedding, marks on surface of layers. The object here was to determine the sedimentary environment of clastic materials.

Opinions concerning these problems have undergone constant modification following the development of geological studies on the Tatra Mountains. Sediments at present referred to the Werfenian were by V. Uhlig regarded as a marine deposit. Limanowski (1903), Kuźniar (1913), M. Turnau-Morawska (1947) held it to be a continental desert sediment, towards, the top passing into a marine deposit. E. Passendorfer (1950, 1957) believed that the Werfenian is a product resulting from the outwashing of the Permian „Verrucano" mantle whose occurrence within the Tatra Mountains is postulated by that author. This assigns a fluvio-continental origin to Werfenian sedimentation. In 1948 St. Sokołowski introduced another interpretation by separating the „Per-

mo-Trias" of the earlier authors into the Permian — Koperszady conglo-merate — and the Werfenian. Zb. Kotański (1956) discovered *Myophori costata* — an index form — in the high-tatric series and subdivided th Werfenian into the Seis — clastic sediments — and the Campilian — carbonate sediments with clastic intercalations.

K. Borza (1958) turns back to the earlier interpretations postulatin that the Seis is the deposit of a shallow sea.

Observations carried out on the high-tatric series throughout th Tatra Mountains prove close resemblances of the sequence of beds i distant sections. Facial variations of sediments from W to E are gradua Coarse-grained red sandstones, in composition nearer to arkose, are mor abundant in Western Tatra, while finer-grained quartzite sandstone predominate in the High Tatra (Żółta Turnia).

Cyclic sedimentation here consists in the repetition of certai lithological assemblages (fig. 2) and in intraformational breccias asso-ciated with red shale intercalations. Cross lamination is a common typ of bedding. Parallel bedding is also frequent with sporadical graded bedding. Ripple marks and meta-ripple marks (Van Straaten, 1953), occu in various lithological horizons. also mechanic and organic hieroglyph (photos. in pl. XXVII, and pl. XXVIII).

This pattern suggests that Seis sedimentation occurred in a shallow marine basin within the littoral zone of the open sea.

Owing to the interbedding of compact silicified rocks with soft shales and poorly compact sandstones it may be inferred that, contrary to the statements made by Cz. Kuźniar (1913), the silification of sediments was of a syngenetic character.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw Uniwersity
Warszawa, January 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXVII-XXVIII

DESCRIPTION OF PLATES XXVII-XXVIII

PL. XXVII

Fig. 1

Hieroglify organiczne z górnego seisu Giewontu

Fot. J. Błaszyk

Organic hieroglyphs from the Upper Seis of Mt. Giewont

Fig. 2

Przykład warstwowania krzyżowego (przekątnego) w piaskowcu dolnego seisu z Giewontu

Fot. J. Błaszyk

Example of current (cross) bedding in Lower Seis sandstone from Mt. Giewont

PL XXVIII

Fig. 1

Odlew gipsowy (pozytywowy) pręg przetworzonych. Smreczyński Upłaz

Fot. J. Błaszyk

Gypsum cast (positive) of meta-ripple marks. Smreczyński Upłaz

Fig. 2

Zmarszczki przetworzone w czerwonym piaskowcu górnego seisu z Koszystej

Fot. J. Błaszyk

Meta-ripples in red upper Seis sandstone from Mt. Koszysta

Fig. 3

Zmarszczki falowe w białym kwarcytycznym piaskowcu dolnego seisu z Koszystej

Fot. P. Roniewicz

Wave ripple marks in white quartzite sandstone of the lower Seis from Mt. Koszysta



Fig. 1

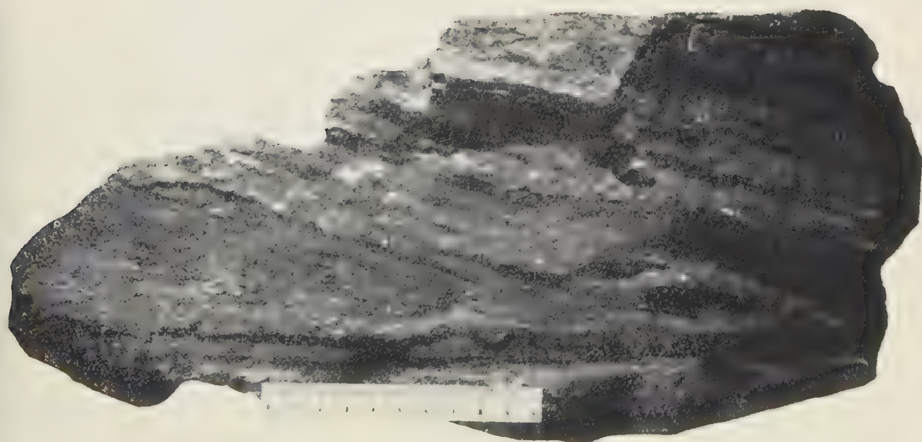


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

ZBIGNIEW WÓJCIK i STEFAN ZWOLIŃSKI

Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich

STRESZCZENIE: W jaskiniach tatrzańskich, znajdujących się w wapieniach serii wierchowej, stwierdzono liczne ślady przesunięć tektonicznych, w których efekcie niektóre partie ścian korytarzy i sal jaskiń powstałych w okresie cyrkulacji hydrodynamicznej zostały przemieszczone, powodując tworzenie się licznych zawalisk. Płaszczyzny przesunięć mają kierunki N-S (starsze), SW-NE i W-E (młodsze). Przesunięcia w Jaskini Magurskiej powstały przed ostatnim interglacjałem, a w Jaskini Raptawickiej i Poszukiwaczy Skarbów po ostatnim okresie międzylodowcowym. Przesunięcia w innych jaskiniach są często jeszcze młodsze. Powstały one zarówno na zboczach dolin preglacjalnych, jak i plejstoceńskich i holoceńskich. Przyczyną powstania napięć i pęknięć w masywach skalnych była zmiana układu naprężeń wskutek silnego pogłębiania się dolin. Impulsem do powstania przesunięć były wstrząsy sejsmiczne.

WSTĘP

Jaskinie są doskonałym terenem do badań procesów młodej tektoniki, gdyż bierze ona udział w kształtowaniu korytarzy i sal, które w swym pierwotnym założeniu powstały w czwartorzędzie.

W niniejszej pracy przedstawiamy szereg przykładów zjawisk tektonicznych, które miały miejsce po powstaniu głównego zarysu jaskini. Zjawiska te są bardzo powszechne na terenie jaskiń tatrzańskich. Przy braku środków materialnych na pokrycie systematycznych badań całokształtu tych zjawisk, ograniczono się dotychczas do zebrania niektórych bardziej charakterystycznych przykładów. Materiały były zbierane na wyprawach eksploracyjno-badawczych Zakopiańskiego Koła Jaskinioznawczego PTTK i Warszawskiego Speleoklubu PTTK. Badanie trudno dostępnych jaskiń było możliwe jedynie dzięki udziałowi licznej grupy taterników jaskiniowych i płetwonurków. Za ich bezinteresowną pomoc składamy serdeczne wyrazy wdzięczności. Dziękujemy również prof. dr. E. Passendorferowi za zainteresowanie się i opiekę w czasie opracowywania niniejszego artykułu, jak również dr. Z. Kotańskiemu za cenne

uwagi w dyskusji nad opracowanymi zagadnieniami, a szczególnie za poddanie nam koncepcji związku przesunięć w jaskiniach z naprężeniami grawitacyjnymi, wyzwalanymi podczas pogłębiania dolin tatrzańskich w preglacjale i plejstocenie przez trzęsienia ziemi.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Przykłady młodej tektoniki z terenu Tatr nie były dotychczas szerzej opisywane. Jedyna praca „O młodych ruchach tektonicznych w Tatrach", napisana przez S. Zwolińskiego w 1953 r. nie została opublikowana. Pierwszą wzmiankę o tych zagadnieniach znajdujemy u E Passendorfera (1951), który w oparciu o stwierdzoną przez S. Zwolińskiego obecność allochtonicznego materiału w namulisku Jaskini Mroźnej (ok. 120 m nad dnem Doliny Kościeliskiej), pochodzącego z trzonu krystalicznego, wysuwa przypuszczenie, że może to mieć związek z ruchami wznoszącymi masyw tatrzański, a żwiry stanowią poziom preglacjalny. Rozwijając następnie to zagadnienie E. Passendorfer (1954) przypuszcza, że poziom ten może być trzeciorzędowy lub wczesnoplejstoceński.

K. Kowalski (1953) na marginesie opisów jaskiń tatrzańskich podkreśla szczelinowy charakter wielu korytarzy. S. Zwoliński (1955) pierwszy zwraca uwagę na to, że niektóre korytarze Jaskini Magurskiej zawdzięczają swą genezę współcześnie trwającym procesom tektonicznym. Zdaniem Zwolińskiego (1955) procesom tym podlegają silniej jaskinie występujące w utworach serii wierchowej, podczas gdy jaskinie występujące w wapieniach płaszczowiny reglowej, znane szczególnie z Tatr Bielskich, wykazują większą stabilność.

Wiele nowego materiału dotyczącego tych procesów zebrano ostatnio w czasie wyprawy eksploracyjno-badawczej w Jaskini Miętusiej w grudniu 1956 r. i styczniu 1957. W sprawozdaniu z tej wyprawy Z. Wójcik (1958b) pisze o wielkich przesunięciach tektonicznych, o których nasileniu świadczą m.in. zlepieńce tektoniczne. Ostatnio J. Rudnicki (1958b) w oparciu o materiały tej samej wyprawy opisuje przesunięcie pionowe w górnej części Korytarza Głównego w Jaskini Miętusiej, w którego wyniku jedna część korytarza została przesunięta w stosunku do drugiej o ok. 20 cm. Z istnieniem ruchów tektonicznych Rudnicki (1958b) wiąże powstanie zawalisk Jaskini Zimnej i Miętusiej. Wyróżniona przez tego autora trójpoziomowość jaskiń w Dolinie Kościeliskiej została zinterpretowana przez Z. Kotańskiego (1958), który przypuszcza, że środkowy poziom może pochodzić ze starszego plejstocenu lub z pliocenu, natomiast najmłodsze wcięcie, wiążące się z podniesieniem Tatr o ok. 100 m, miało miejsce w młodszym plejstocenie.

Wydaje się nam, że wielkie zawaliska w Jaskini Miętusiej łączyć się mogą wiekowo z wielkim obrywem, w którego wyniku powstały Wantule (Sokołowski 1936).

O możliwości wstrząsu tektonicznego na terenie jaskiń Jury Krakowsko-Częstochowskiej w okolicy Częstochowy pisze Z. Wójcik (1958b) na marginesie opisu genezy nacieków piaszczystych. Liczne przesunięcia tektoniczne są znane z jaskiń Sudetów.

Podobne przykłady przesunięć tektonicznych w jaskiniach opisywane były z terenów alpejskich. Szczególnie ciekawe przykłady podaje E. Arnbergger (1951) z Dachstein-Mammuthöhle, gdzie w wyniku młodych przesunięć powstała 20-metrowej szerokości Grosse Lehmhalle (Wielka Sala Błotnista). Przesunięcia w tej jaskini E. J. Zirkl (1955) wiąże z różnicą gęstości warstw podlegających ruchom tektonicznym.

Zdaniem A. Bögliego (1956) przesunięcia tektoniczne oraz towarzyszące tym procesom powstawanie próżni w wapieniach decydują o rozwoju jaskini.

OPIS PRZESUNIĘĆ TEKTONICZNYCH

Jaskinie tatrzańskie są wyjątkowo bogate w zjawiska dotyczące procesów młodej tektoniki. Materiały dotyczące tej dziedziny zostały przedstawione w niniejszej pracy. Dokonano tu jednak znacznej selekcji obserwacji i ograniczono się do podania najbardziej klasycznych przykładów. W większości materiał został podany z jaskiń stosunkowo łatwo dostępnych. Wyjątek uczyniono jedynie dla Jaskini Miętusiej, gdzie dojście do korytarzy i sal z przykładami klasycznych przesunięć wymaga udziału dużej grupy speleologów i płetwonurków.

Jaskinia Magurska

Znajduje się ona w wapieniach triasu, doggeru i malmo-neokomu głównej dygitacji fałdu Giewontu (Kotański, 1959 = jednostka Zawratu Kasprowego J. Lefelda, 1957) ok. 150 m nad dnem Jaworzynki. Położenie i opis tej jaskini zamieszczają K. Kowalski (1953) i S. Zwoliński (1955). Z. Wójcik (1957a) opisuje profil geologiczny jaskini.

Jaskinia Magurska jest systemem korytarzy i sal, który w swym pierwotnym założeniu powstał w okresie cyrkulacji hydrodynamicznej (stadium *phreatic*). W późniejszych stadiach rozwojowych jaskinie były silnie modelowane przez podziemne rzeki. Charakter współczesny jaskinia zawdzięcza licznym zawaliskom.



Fig. 1

Plan Jaskini Magurskiej

1 korytarze górnego piętra, *2* ważniejsze przesunięcia, *3* kierunek przesunięć, *4* miejsca znalezienia kości niedźwiedzi jaskiniowych

Sketch map of the Magura Cave

1 upper level conduits, *2* major displacements, *3* displacement trends, *4* site of collection of cave bear bones

Z wyraźnym przesunięciem tektonicznym spotykamy się w Korytarzu Stalaktytowym we wschodniej części jaskini (fig. 1). Zachował on jeszcze pierwotny owalny przekrój wskazujący na jego powstanie w stadium cyrkulacji hydrodynamicznej. Jego ściany pokryte zostały ok. 25 cm grubą powłoką naciekową. Na skutek ruchów tektonicznych nastąpiło przesunięcie części sklepienia i jednej ściany korytarza o 5-8 cm ku północy, deformujące jego owal wyraźnymi listwami. Powłoka naciekowa na linii przesunięcia pękała i częściowo odłupała się, spadając w postaci wielkich płyt opierających się o ściany lub zalegających dno odłamów (fig. 2). Wzdłuż przebiegającej po sklepieniu listwy wytworzyły się niewielkie, ale bardzo ciekawie wykształcone stalaktyty z nieregularnymi bocznymi wyrostkami. Nie można wyłączyć, że tego samego wieku są stalaktyty pokrywające namulisko wraz z kośćmi niedźwiedzia jaskiniowego w korytarzyku, prowadzącym z Komory pod Progiem do Komory Małej oraz zwisające z zębów potrzaskanego sklepienia przy zejściu z Sali Złomisk do Dolnej Komory.

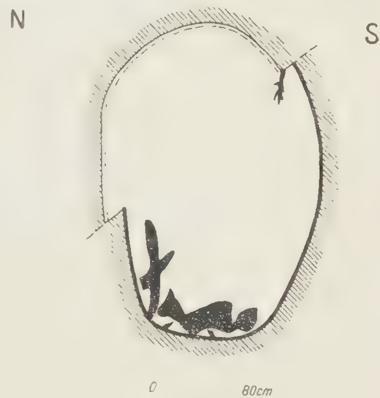


Fig. 2
Przesunięcie w Korytarzu Stalaktytowym Jaskini Magurskiej
Na dnie znajdują się oderwane nacieki
Displacement in the Stalactite Corridor of Magura Cave
With heaps of flowstones at base

Z innym wyraźnym przesunięciem w Jaskini Magurskiej spotykamy się w Dolnej Komorze (fig. 1). W wyniku przesunięcia wzdłuż płaszczyzny o kierunku SW-NE dolna część korytarza oraz zachodnia część komory pozostały na miejscu, podczas gdy cała zawaliskowa część komory łącznie z Salą Złomisk została przesunięta najmniej o 10 m na NE. Przesunięcie to widoczne jest również w jego przedłużeniu w korytarzu położonym bardziej na północ, łączącym Salę Złomisk z Salą na Rozdzielu. W jednym i drugim przypadku z przesunięciem tym wiąże się podniesienie względnie obniżenie jednej partii sali lub korytarza o 3 m w stosunku do drugiej. W Komorze Dolnej obniżeniu uległ korytarzyk w zachodniej części. W drugim przypadku zrzucona została część wschodnia.

Przykłady tego rodzaju przesunięć są spotykane w otoczeniu Komory z Belemnitami. K. Kowalski (1933) opisując to miejsce zwraca uwagę, że na przebieg tego ciągu jaskiniowego ma większy wpływ

kliważ niż różnice w składzie petrograficznym skał. Kliważ ten jest t rezultatem przesunięć tektonicznych.

Z wyjątkiem zawaliska przy otworze jaskini, wszystkie pozosta zawaliska w Jaskini Magurskiej związane są z przesunięciami tektonicz nymi. Na zawalisku w Komorze Dolnej S. Zwoliński (1955) znalazł praw nienaruszony szkielet niedźwiedzia jaskiniowego (pl. XXIX), któreg opracowanie zawdzięczamy Z. Ryziewiczowi (1957).

Jaskinia Kalacka

Jaskinia ta znajduje się ok. 40 m nad dnem Doliny Bystrej w wa pieniach triasu i malmo-neokomu fałdu Giewontu (Rabowski 1955). Op jaskini zamieszcza S. Zwoliński (1949), a następnie — łącznie z planem - K. Kowalski (1953). Obecnie udostępniona przez przekopy część jaski stanowi w zasadzie jeden korytarz z niewielkimi odgałęzieniami. Ma on bardzo oryginalne rysy pierwotne, które w zasadzie nie uległy zmiano charakterystycznym dla erozji podziemnych potoków. Ustępująca z ja skini woda zamuliła wszystkie partie syfonalne, po czym niektóre part jaskini uległy silnym przesunięciom tektonicznym.

Z ciekawym przykładem tego rodzaju przesunięć spotykamy s ok. 40 m od otworu tuż za pierwszym, dziś rozkopanym syfonem namuli skowym (fig. 3) w Rozsuniętej Sali. Przesunięcie jest tu niewielkie i mie scami dochodzi do 15 cm. Część dolna korytarza w stosunku do górn została przesunięta na północ. Wskutek przesunięcia zmienił się charakt korytarza — przybrał on kształt niesymetryczny. Przesunięcie to zazn czyło się wytworzeniem na ścianie kilku płaszczyzn poślizgu. Jedna z nic tnie wytworzony uprzednio ścianowy kocioł wirowy, który powstał wów czas gdy jaskinia była zalana przez wodę (pl. XXIX).

Kilka metrów dalej (ok. 50 m od otworu) korytarz jaskini wzno się do góry i jednocześnie rozszerza się. Dno korytarza pokrywa zaw lisko. Tuż za zawaliskiem biegnie bardzo ciasny korytarzyk o niemal n zmienionym pierwotnym wyglądzie. W zachodniej części salki zawal skowej widoczne są płaszczyzny tnące poprzecznie korytarz w sześc miejscach. W wielu miejscach pokryte są one lustrami tektonicznym Korytarz jaskini został tu rozsunięty. W miejscu gdzie siły tektoniczn działały najbardziej intensywnie powstała spora komora. Zachodnia czę korytarza została przesunięta na północ w stosunku do wschodni o ok. 3 m. Jednocześnie część zachodnia korytarza przesunięta zosta do góry o ok. 2 m (fig. 3).

Korytarz szczelinowy znajdujący się tuż za tym zawaliskiem jest spękany. W niektórych miejscach na płaszczyznach pęknięć widoczne są niewielkie przesunięcia dochodzące do 5 cm. Niektóre z nich mają bardzo świeży wygląd.

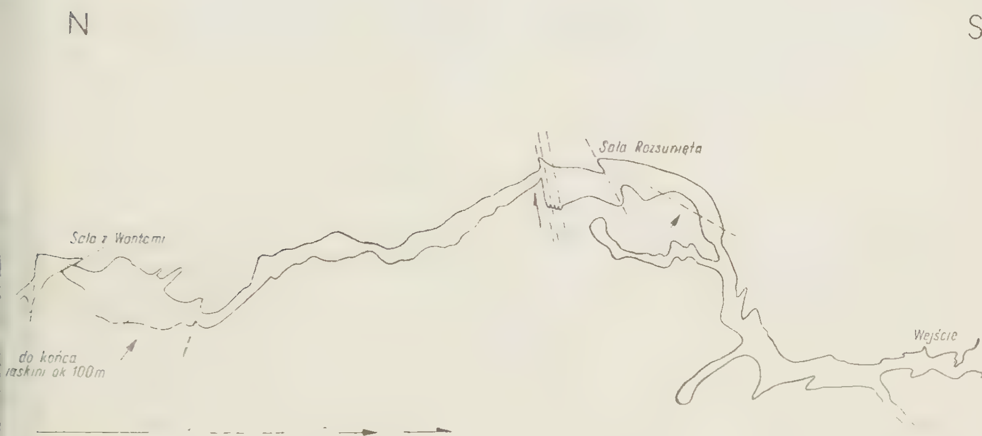


Fig. 3

Plan Jaskini Kalackiej
1 ważniejsze przesunięcia, *2* kierunki przesunięć

Sketch map of the Kalacka Cave
1 major displacements, *2* displacement trends

Z następnym rozsunięciem i salą tektoniczną spotykamy się za systemem przekopanych syfonów namuliskowych ok. 150 m od otworu jaskini w Sali z Wantami (fig. 3). Za okrągłym korytarzem znajduje się tu duża sala typu zawaliskowego. W dolnej części sali bloki wapieni leżą bezpośrednio na namulisku. Kilka metrów od wejścia do sali, na północnej ścianie znajdują się dwie bardzo wyraźne płaszczyzny przesunięć tektonicznych o upadzie pionowym i kierunku NE-SW. Przesunięciu na północ prawie o 3 m uległy partie zachodnie tej sali, podczas gdy wschodnie pozostały w tyle. Najsilniej ku północy przesunięta została część zachodnia sali. Pierwotny niewielki korytarz został zgnieciony i w części zachodniej wyniesiony w postaci horstu do góry o 3 m. Zachodnia część tego horstu jest doskonale widoczna, gdyż sztuczny korytarzyk łączący tę salę z dalszym ciągiem jaskini urywa się prawie 3-metrowym pionowym progiem. Bieg płaszczyzny tego uskoku wynosi ok. 45°, a więc jest taki sam jak płaszczyzny we wstępnej części tej sali zawaliskowej. Próg prowadzi do małej salki zawaliskowej, w której pd.-zachodnim końcu

widoczny jest niewielki korytarzyk o nienaruszonym kształcie. Wielkoś tego korytarzyka jest mniej więcej taka sama jak wielkość korytarzyk przed salą zawaliskową.

Prawie wszystkie zawaliska Jaskini Kalackiej związane są z przesunięciami tektonicznymi. Widoczne jest to bardzo wyraźnie w głównym korytarzu tej jaskini, gdzie partie o charakterze pierwotnym (m.in. z pięknymi stropowymi kotłami wirowymi) w pobliżu płaszczyzn przesunięć tektonicznych pokryte są zawaliskami.

Jaskinia Goryczkowa

Znajduje się ona pod Myślenickimi Turniami w wapieniach malm (Rabowski 1955), dolnej jednostki fałdu Giewontu (Kotański 1959). Je położenie i opis, poza przewodnikami podaj K. Kowalski (1953). Stanowi ona wielki sy stem gąbczastych korytarzy. Jedynie częś wschodnia odbiega od tego stylu i posiad charakter zawaliskowy.

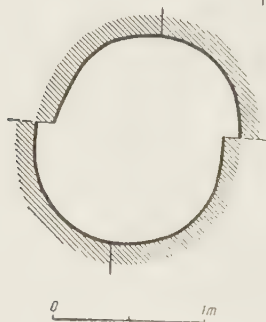


Fig. 4
Przekrój przez korytarz w Jaskini Goryczkowej
Section across corridor in the Goryczkowa Cave

Z bardzo wyraźnym przesunięcie wzdłuż płaszczyzny ukośnie tnącej korytar jaskini spotykamy się pod progiem z drabin ką (ok. 40 m od otworu jaskini). W tym miejscu korytarz jest przecięty płaszczyzną która tnie korytarz na wysokości ok. 1,2 m płaszczyzną o biegu ok. 90° i upadzie ok 20° na N (fig. 4). Przesunięcie nastąpił wzdłuż płaszczyzny pęknięcia i wynosi ok 5 cm. Tam, gdzie korytarz pokryty był po lewą naciekową, uległa ona przy tym pęknięciu zniszczeniu.

Zawaliska wschodniej części jaskini powstały w czasie przesunię tektonicznych, w których wyniku końcowa część sali zawaliskowej przesunięta została na północ o ok. 2 m. Jednocześnie sala ta została w całości zrzucona w dół o 4 do 5 m.

Jaskinia Miętusia

Znajduje się ona w wapieniach malmo-nekomu fałdu Czerwonych Wierchów. Położenie i część wstępną jaskini opisuje K. Kowalski (1953).



Fig. 5

Plan nowoodkrytych partii Jaskini Miętusiej
1 ważniejsze przesunięcia, 2 kierunki przesunięć

Sketch map of newly discovered parts of the Miętusia Cave
1 major displacements, 2 displacement trends

Nowoodkryte partie jaskini, których plan nie został dotychczas opubliko- wany, są przedstawione na figurze 5. Jaskinia została szczegółowo opisana przez J. Rudnickiego (1958a, b). Z. Wójcik (1957b) opisał z niej dwie generacje przesunięć tektonicznych, w których wyniku jedna z sal zo- stała rozsunięta o 2,5 m.

Bardzo wyraźne przesunięcie tektoniczne wzdłuż płaszczyzny mię- dzywarstwowej, na której rozwinął się Korytarz Główny, spotykamy w stosunkowo łatwo dostępnej początkowej części jaskini obok Syfonu Zwolińskich (pl. XXX). Południowa część Korytarza Głównego w sto- sunku do północnej została przesunięta o ok. 30 cm.

Z bardzo ciekawym przykładem przesunięć spotykamy się pod Pro- giem Męczenników w niewielkim korytarzyku, łączącym Salę Błotnych Zamków z dalszą częścią jaskini. Korytarzyk ten wykształcony jest na szczelinie międzywarstwowej o biegu ok. 90° i upadzie ok. 80° na N. Wzdłuż tej szczeliny nastąpiło przesunięcie tektoniczne, które rozsunęło wytworzone przedtem na stropie zagłębienia wirowe. Część południowa przesunięta została o ok. 20 cm w dół w porównaniu z częścią północną. Przesunięcie to jest doskonale widoczne na pozbawionym namuliska dnie wschodniej części korytarzyka, gdzie część południowa znajduje się ok. 15 cm niżej od północnej. Zaznacza się ono również na 5-metrowym progu łączącym Salę Błotnych Zamków z tym korytarzykiem (pl. XXXII).

System wyraźnych przesunięć tektonicznych wpłynął na kształt Sali Deszczów. Salę tę tnie szereg płaszczyzn przesunięć o upadzie ok. 30° i biegu ok. 110°. Wskutek podniesienia południowej części sali o ok. 10 m, zarówno na dnie jak i na stropie, widoczne są wyraźne dwa progi. Cała sala ma charakter zawaliskowy.

Z przesunięciem spotykamy się również w górnej części Głównego Korytarza za Syfonem Warszawiaków. Widoczne ono jest począwszy od zawaliskowej sali, zwanej Salą Odkrywców po Ósemkę i Tunel, a naj- wyraźniej w Korytarzu Głównym nie dochodząc do korytarzyka z kon- krecjami jaskiniowymi. Cały korytarz jest rozwinięty na szczelinie mię- dzywarstwowej. Wzdłuż tej szczeliny nastąpiło przesunięcie, szczególnie dobrze widoczne w stropie korytarza. Nie we wszystkich miejscach jest ono jednakowe, przeciętnie jednak dochodzi do 20 cm. W Tunelu, którego dno pozbawione jest namuliska, krawędzie jego zostały nieco zerodowane przez okresowo przepływający potok.

Przesunięcie to przed Ósemką przecina płaszczyzna przesunięcia o kierunku N-S. Na skrzyżowaniu tych dwóch płaszczyzn przesunięć po- wstała zawaliskowa sala tektoniczna zwana Ruchomymi Schodami. Za- waliska typu tektonicznego występują również w wielu innych miejscach. Pierwsze z nich znajduje się w Sali Odkrywców, drugie — to Ruchome

Schody, a następne występują za Tunelem, tworząc tu wielkie zawaliska zwane Miętusiańskimi (pl. XXXI).

W końcowych partiach tych zawalisk znajduje się podłużna sala zwana Salą Lustrzaną. Nazwę swą zawdzięcza ona wielkiej płaszczyźnie lustra tektonicznego, które ją pokrywa od północy. Lustro to o biegu ok. 90° i upadzie 70° N wykształcone jest na płaszczyźnie międzywarstwowej. Ściana południowa tej sali ma charakter zawaliskowy. Znajduje się tu wyraźnie zaznaczony na dnie próg wysunięty na N o ok. 2,5 m. Na jego przedłużeniu na północ widoczny jest wyraźny uskok tnący w poprzek lustro tektoniczne i rozsuwający salę. Część zachodnia w stosunku do wschodniej przesunięta została o ok. 2,5 m.



Fig. 6
Zlepieniec tektoniczny w Sali Lustrzanej Jaskini Miętusiej

Tectonic conglomerate in the Mirror Chamber (Sala Lustrzana) of the Miętusia Cave

Od wschodu na przedłużeniu lustra tektonicznego Sali Lustrzanej znajduje się niewielki korytarzyk o zmiennej średnicy (od 5,5 do 1,2 m). Ściana południowa, bardziej oddalona od płaszczyzny lustra tektonicznego, zbudowana jest z brekcji tektonicznej wapieni malmo-neokomu o spoiwie ilasto-żelazistym. Natomiast ściany położone w pobliżu lustra tektonicznego zbudowane są ze zlepieńca tektonicznego (fig. 6). Stopień obtoczenia otoczaków jest słaby. Właściwie nie ma tu obtoczenia, a jest jedynie obramowanie „otoczaka tektonicznego" licznymi płaszczyznami pęknięć tektonicznych. Zlepieniec tektoniczny z pewnością powstał przy kilkakrotnych ruchach wznoszących i zrzucających niektóre partie jaskini w otoczeniu Sali Lustrzanej. Duży wpływ na jego genezę miało ciśnienie boczne, w wyniku którego powstał uskok rozsuwający Salę Lustrzaną.

W końcowych partiach jaskini pomiędzy Salą pod Trawersem i Salą ze Stykiem znajduje się korytarzyk, którego wschodnia część pokryta jest wielkim lustrem tektonicznym tnącym w poprzek warstwy wapieni malmo-nekomu. Przesunięcie związane z tym lustrem tektonicznym deformuje korytarzyk o pierwotnych zarysach. Na piaszczystym dnie i na rumowisku skalnym, powstałym w czasie przesunięcia, wyrosły już nacieki 30 cm wysokości.

Przytoczone przykłady wykazują, że zawaliska Jaskini Miętusiej związane są z przesunięciami tektonicznymi. Nie można wyłączyć, że Zawaliska Miętusiańskie występujące w najstarszej części jaskini mogą się wiązać wiekowo z obrywem skalnym, w którego wyniku powstały Wantule.

Jaskinia Mroźna

Znajduje się ona w wapieniach malmu fałdu Czerwonych Wierchów. Jej opis podaje S. Zwoliński (1950), a następnie opis wraz z planem K. Kowalski (1953). E. Passendorfer (1951, 1954) wspomina o znalezieniu w niej żwirów granitowych położonych 120 m nad dnem Doliny Kościeliskiej. Jaskinia ma charakter nieco zmodelowanej podziemnymi potokami jaskini pierwotnej. Żwiry granitowe znajdują się tu przypadkowo, występują bowiem na dnie korytarzyka genetycznie obcego jaskini. Korytarzyk ten przebiegał równolegle do jaskini i po zniszczeniu ścianki dzielącej go od pozostałej jaskini dopiero później został włączony do systemu Jaskini Mroźnej. Wody erodujące Jaskinię Mroźną wykorzystały stare pęknięcia tektoniczne o kierunku SSW-NNE, prostopadłe do biegu warstw wapieni malmu. Po wytworzeniu się jaskini w warunkach cyrkulacji hydrodynamicznej i po powstaniu szaty naciekowej nastąpiło przesunięcie wzdłuż płaszczyzn tych pęknięć. Przesunięciu w dół uległa zachodnia partia jaskini o ok. 0.5 m. W czasie przesunięcia odpadło od stropu sporo nacieków i pokryw naciekowych. Na ich miejscu wyrosły nowe formy dochodzące maksymalnie do 20 cm. W miejscach gdzie wyżej opisane przesunięcie pocięte zostało przesunięciami poprzecznymi, podobnie jak i w innych jaskiniach, a szczególnie w Jaskini Zimnej, występują liczne zawaliska.

WIEK PRZESUNIĘĆ TEKTONICZNYCH

Jaskinie Doliny Kościeliskiej układają się w trzy poziomy odpowiadające okresom zwolnionej erozji (Rudnicki 1958b). Wyższe dwa poziomy znajdujące się ok. 230-210 i 130-120 m nad dnem doliny powstały być może w pliocenie, względnie niższy z nich dopiero w starszym plejstocenie (Passendorfer 1954, Kotański 1958).

Jaskinia Magurska znajdująca się ok. 150 m nad dnem Doliny Jaworzynki w swym głównym zarysie powstała w pliocenie. Tego samego wieku jest zapewne Jaskinia Raptawicka (180 m nad dnem Doliny Kościeliskiej), górne partie Jaskini Miętusiej i Zimnej, a nawet Jaskinia

Mroźna (drugi poziom jaskiń w Dolinie Kościeliskiej). Znajdujące się ok. 40-60 m nad dnem dolin Jaskinie Goryczkowa i Kalacka odbiegają od schematu układu poziomów jaskiń z Doliny Kościeliskiej. Mimo, że znajdują się one poniżej drugiego poziomu mają wiek preglacjalny lub staroplejstoceński, gdyż znajdujące się w nich przesunięcia powstały na zboczach dolin preglacjalnych lub staroplejstoceńskich (p. niżej). W Jaskini Magurskiej S. Zwoliński (1955) na zawalisku Komory Dolnej odkrył in situ prawie kompletny szkielet niedźwiedzia jaskiniowego. Według oznaczenia Z. Ryziewicza (1957) jest to *Ursus spelaeus* Rosenmüller. Datuje on wiek przesunięcia tektonicznego w Dolnej Komorze Jaskini Magurskiej na okres poprzedzający ostatni interglacjał.

Ciekawe światło na wiek przesunięć tektonicznych rzuca ostatnio odkryte nowe stanowisko niedźwiedzia jaskiniowego w Jaskini Raptawickiej (Wójcik 1958a). Kości te znajdują się w namulisku, które u góry pokryte jest zawaliskiem powstałym w czasie przesunięcia tektonicznego. Zatem wiek tego przesunięcia jest związany z ostatnim interglacjałem bądź jest od niego młodszy. Tego samego wieku są zawaliska w Jaskini Poszukiwaczy Skarbów w Dolinie Kościeliskiej, gdzie namulisko z kośćmi niedźwiedzia jaskiniowego również jest pokryte zawaliskiem. Przesunięcia w Jaskini Miętusiej są różnowiekowe. Wydaje się, że najstarsze przesunięcie związane z powstaniem zlepieńca tektonicznego oraz lustra tektonicznego w Sali Lustrzanej pochodzi z trzeciorzędu, gdyż ta partia jaskini powstała w pliocenie. Młodsze są przesunięcia tnące to lustro w poprzek. Nacieki pokrywające zawaliska określają wiek tych ruchów na z górą 10 tys. lat. W tym czasie nastąpił obryw Wantul. Najmłodsze przesunięcie, tnące poprzecznie przesunięcie o kierunku N-S, występuje w korytarzyku pod Progiem Męczenników oraz w Korytarzu Głównym za Syfonem Warszawiaków. Przesunięcie to, zwłaszcza w dolnej części, znajduje się ok. 100 metrów poniżej otworu jaskini, tzn. na poziomie Doliny Miętusiej. Ta partia jaskini jest okresowo zalewana przez wodę, a powstałe w niej przesunięcia są modelowane przez powstające współcześnie tuby.

Znajdujemy również wiele przykładów aktywności tektonicznej górotworu tatrzańskiego w czasach współczesnych. Z tymi ruchami Doc. K. Guzik (wiadomość ustna) wiąże np. obrywy Fajek w grani nad Czarnym Stawem Gąsienicowym. Przykłady współcześnie trwających ruchów tektonicznych mamy również z Jaskini Kalackiej, gdzie ciasny szczelinowy korytarz ma bardzo świeże spękania. W niektórych miejscach na linii tych spękań widoczne są niewielkie przesunięcia (do 5 cm). W Jaskini Miętusiej znajdujemy bardziej wyraźne tego rodzaju przykłady w korytarzu zwanym Kamiennym Lasem. Korytarz ten jest silnie spę-

kany. Od jego ścian odchylone są płaty wapieni mające kształt ostrych klinów do 1 m długości. Kliny te odchylają się od ściany korytarza tworząc jak gdyby wachlarz. Niektóre kliny mają świeże spękania (pl. XXXI)

GENEZA PRZESUNIĘĆ

Przesunięcia w jaskiniach tatrzańskich w większości skierowane są do dolin, nad którymi znajduje się dana jaskinia (fig. 7). Bezpośrednią przyczyną powstania napięć i pęknięć jest zmiana układu naprężeń wskutek silnej erozji w dolinach. Bodźcem do powstania przesunięć są najprawdopodobniej fale sejsmiczne, gdyż Tatry, Karpaty Zewnętrzne a nawet okolice Krakowa znajdują się w strefie ich zasięgu. Jak wolno sądzić z komunikatów prasowych, niewielkie trzęsienia Ziemi w okolicy Zakopanego są stosunkowo częste. Jeden z silniejszych wstrząsów, wyczuwalny przez ludzi, zanotowano w zimie 1942 r.

Najbardziej klasycznym przykładem przesunięcia skierowanego do doliny jest przesunięcie, które objęło prawie 500-metrowej długości zachodnią ścianę korytarza Jaskini Mroźnej. Podobne przesunięcia znane są z Jaskini Zimnej, Szczeliny Chochołowskiej, jaskiń w wapieniach reglowych (Dziura Wyżnia). jaskiń nad Doliną Białej Wody a nawet z Jaskini Tomkowej znajdującej się w granitach pod Niżnimi Rysami

W wielu przypadkach przesunięcia skierowane są równolegle do kierunku współczesnych dolin. Tak jest m.in. w przypadku Jaskini Kalackiej i Goryczkowej. Wydaje się jednak, że i tu przesunięcia były pierwotnie skierowane w kierunku dna doliny. Tu bowiem Z. Kotański (1958 str. 287) wyróżnia młodsze poziomy preglacjalne na spłaszczeniach wyższej części Myślenickich Turni, Kalackiej Turni i Gładkiego Jaworzyńskiego. Na północ od tych spłaszczeń na granicy serii wierchowej i reglowej musiało być wówczas obniżenie. Ku niemu obsunęły się pewne partie jaskiń. Istnieć musiało wówczas (tzn. w preglacjale) obniżenie na terenie Doliny Jaworzynki. Dzięki temu przesunęły się północne partie Jaskini Magurskiej. Jaskinie Kalacka i Goryczkowa mimo to, że znajdują się zaledwie 40-60 m nad dnem dolin, pochodzą zapewne z preglacjału.

Odrębną grupę stanowią przesunięcia równoległe do osi dolin w Dolinie Miętusiej (np. Jaskinia Miętusia), w Wąwozie Kraków (Jaskinia pod Okapem) i nad Halą Pisaną (Jaskinia Raptawicka, Mylna, Poszukiwaczy Skarbów i inne). Przesunięcia w tych jaskiniach są bardzo młode. a w wielu przypadkach są młodsze od ostatniego interglacjału (Jaskinia Raptawicka). Przesunięcia w Jaskini Miętusiej i Raptawickiej skierowane są poprzecznie do biegu warstw wapieni malmo-neokomu. Wydaje się, że

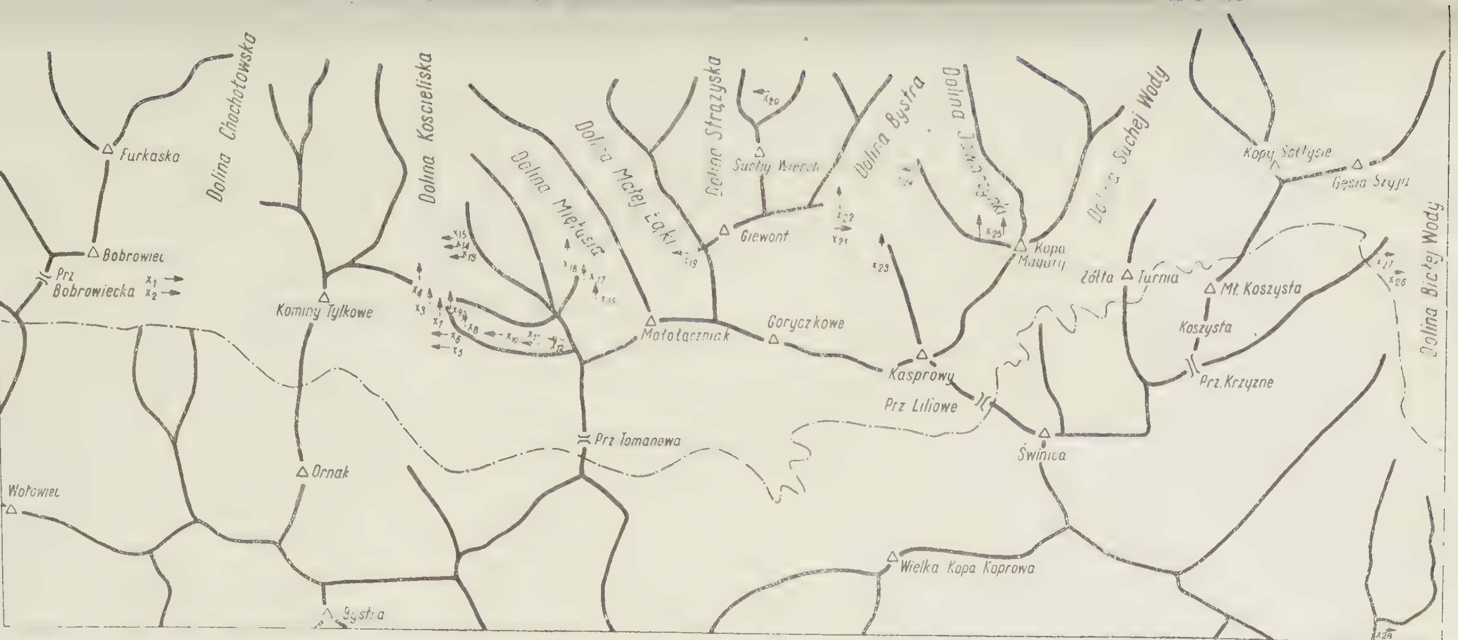


Fig. 7

Mapka rozmieszczenia jaskiń

a przesunięcia na zboczach dolin preglacjalnych, b przesunięcia w dolinach młodoplejstoceńskich i współczesnych, *c* przesunięcia uzależnione od zmiany naprężeń w elewacjach i depresjach tektonicznych. Widoczna jest linia odgraniczająca trzon krystaliczny Tatr (na południu) od serii osadowych (na północy). Strzałki oznaczają kierunki przesunięć.

Jaskinie: *1* Szczelina Chochołowska, *2* Kamienne Mleko, *3* Mylna, *4* Raptawicka, *5* Przeziorowa, *6* Za Smrekiem, *7* Ziobrowa, *8* Groby, *9* Poszukiwaczy Skarbów, *10* Pod Okapem, *11* Za Siedmioma Progami, *12* Lodowa, *13* Zimna, *14* Zbójnickie Oko Niżne, *15* Mroźna, *16* Piwnica Miętusia, *17* Miętusia, *18* Miętusia Wyżnia, *19* Śpiących Rycerzy, *20* Dziura Wyżnia, *21* Bystra, *22* Kalacka, *23* Goryczkowa, *24* Kasprowa Niżna, *25* Magurska, *26* Wołoszyńska Wyżnia, *27* Wołoszyńska Niżna, *28* Tomkowa

Situation sketch map of caves

a displacements on slopes of preglacial valleys, *b* displacements in Young-Pleistocene and Recent valleys, *c* displacements dependent on strain alterations in tectonic elevations and depressions. Visible line delimiting the crystalline core of the Tatra Mountains (on the south) from sedimentary series (on the north). Displacement trends indicated by arrows. 1—28 names of caves.

genetycznie wiążą się one ze zmianą naprężeń na zboczach depresji i elewacji. Przesunięcia tego typu występują bowiem w zachodnich partiach depresji Goryczkowej, bądź na zboczach elewacji Ornaku. Północne zbocza Żaru i Raptawickiej Turni są silnie podcięte, co nie może pozostać bez wpływu na powstawanie przesunięć, zwłaszcza że wapienie malmonekomu, z których zbudowane są te turnie, w południowej części mają upady skierowane pod kątem ok. 60° na północ, a w części połnocnej upady są pionowe. Taki układ sprzyja powstaniu napięć, w których efekcie powstały pęknięcia i przesunięcia.

WNIOSKI

Tatry, a wraz z nimi tutejsze jaskinie biorą udział w intensywnych ruchach tektonicznych, które trwały nie tylko w neogenie lecz również w plejstocenie i holocenie. Analiza form tektonicznych w morfologii jaskiń pozwoliła stwierdzić, że mamy do czynienia z różnego rodzaju i różnego wieku przesunięciami tektonicznymi, w których konsekwencji powstały deformacje nieciągłe oraz większość zawalisk.

Przesunięcia stwierdzono niemal we wszystkich jaskiniach tatrzańskich (fig. 7). Występują one w partiach przejściowo zalewanych przez wodę (Jaskinia Bystra), w jaskiniach o stosunkowo dobrze zachowanych formach morfologicznych stadium pierwotnego (Jaskinia Kalacka, Goryczkowa, Mroźna) oraz jaskiniach o doskonale rozwiniętych formach morfologicznych, powstałych wskutek erozji podziemnych potoków (Jaskinia Magurska i Miętusia). W wielu przypadkach płaszczyzny przesunięć tektonicznych tną formy powstałe w okresie hydrodynamicznego rozwoju jaskini i późnej formy erozji, jak np. kotły wirowe, zagłębienia wirowe, nisze meandrowe itp. Dzięki temu, obok danych paleontologicznych, przesłanki morfologiczne pozwalają określić wiek niektórych przesunięć tektonicznych.

Przesunięcia przywiązane są w większości do płaszczyzn o kierunku N-S (starsze) i W-E (młodsze). W Jaskini Miętusiej równoleżnikowe płaszczyzny tną pęknięcia o kierunku N-S.

W oparciu o znaleziska szkieletów niedźwiedzi jaskiniowych stwierdzono, że niektóre zawaliska powstały przed ostatnim interglacjałem (Jaskinia Magurska-Komora Dolna), inne natomiast po okresie międzylodowcowym (Jaskinia Raptawicka, Jaskinia Poszukiwaczy Skarbów).

Prawie wszystkie zawaliska w jaskiniach tatrzańskich związane są z aktywnością tektoniczną górotworu tatrzańskiego. Najsilniej ruchy te zaznaczają się w utworach serii wierchowej. Słabiej procesy te obserwować możemy w wapieniach reglowych, gdzie zresztą jaskiń jest niewiele.

Przesunięcia w jaskiniach tatrzańskich w większości przypadków skierowane są do dolin, na których zboczach występują omawiane jaskinie. Bezpośrednią przyczyną powstania napięć i pęknięć jest zmiana układu naprężeń wskutek tworzenia się głębokich dolin. Bodźcem do powstania przesunięć, wyzwalających te naprężenia są trzęsienia ziemi.

Przesunięcia równoległe do dolin współczesnych powstały na zboczach inaczej przebiegających dolin preglacjalnych (Jaskinia Kalacka i Goryczkowa), lub wskutek zmiany naprężeń na zboczach depresji i elewacji gmachu tatrzańskiego (Jaskinia Miętusia). Dodatkowym impulsem do powstania przesunięć w Jaskini Raptawickiej były strome upady warstw oraz prawie pionowe kształty Raptawickiej Turni.

Dalsze prace prowadzone nad morfotektoniką jaskiń pozwolą rozpoznać ruchy tektoniczne wznoszące Tatry, oraz trzęsienia ziemi, w których efekcie powstały przesunięcia tektoniczne w jaskiniach. Do rozstrzygnięcia tych problemów w dużym stopniu mógłby przyczynić się sejsmograf, zainstalowany w jednej z jaskiń.

Warszawa — Zakopane
w grudniu 1958

LITERATURA CYTOWANA

ARNBERGER E. 1951. Neue Forschungen in die Dachstein-Mammuthöhle. — Höhle, Ztschr. f. Karst, u. Höhlenkunde, Jh. 2, H. 3. Wien.

BÖGLI A. 1956. Grundformen von Karsthöhlenquerschnitten. — Stalactite, vol. 6, no. 3.

KOTAŃSKI Z. 1958. Preglacjalne i interglacjalne osady w Tatrach (Preglacial and interglacial deposits in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.

— 1959. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. *W:* Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. IV (Stratigraphical sections of hightatric in the Polish Tatra Mts. *In:* From geological researches in the Tatra Mts., vol. IV). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.

KOWALSKI K. 1953. Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne). Warszawa.

LEFELD J. 1957. Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury (Geology of the Zawrat Kasprowy and Kopa Magury — Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VII/3. Warszawa.

PASSENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII. Kraków.

— 1954. Jak powstały Tatry. Wydanie III. Wyd. Geol. Warszawa.

RABOWSKI F. 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich (Carte géologique de la serie haut-tatric de la Tatra Polonaise). Wyd. Geol. Warszawa.

RUDNICKI J. 1958a. Kilka uwag o rozwoju jaskiń w Dolinie Kościeliskiej i Miętusiej (Some remarks about the development of caverns in Kościeliska and Miętusia valleys, Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr 3. Warszawa.

— 1958b. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwoje Doliny Kościeliskiej (The genetics of caves in the Lodowe Źródło caverno system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tat Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.

RYZIEWICZ Z. 1957. Szkielet niedźwiedzia jaskiniowego *Ursus Spelaeus* Rose müller z jaskini pod Kopą Magury, Tatry (Skeleton of a cave bear *Urs spelaeus* Rosenmüller from a cave under the Mount Kopa Magury in th Tatra, Poland). — Acta Pal. Pol., vol. II/2-3. Warszawa.

SOKOŁOWSKI S. 1936. Wantule („Wantule" dans les Tatras). — Ochrona Przyrod R. XVI. Kraków.

WÓJCIK Z. 1957a. Uwagi w sprawie geologii Jaskini Magurskiej (Remarks on th geology of Jaskinia Magurska, cavern in Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr Warszawa.

— 1957b. Z grotołazami w Jaskini Miętusiej, sprawozdanie z wyprawy. — Ibidem nr 5.

— 1958a. Nowe stanowisko szczątków niedźwiedzia jaskiniowego w Tatrach. — Biul. Tow. Miłośników Nauk o Ziemi, nr 1. Warszawa.

— 1958b. Dziwy Jaskini Studnisko. — Wszechświat, nr 9. Kraków.

ZIRKEL E. J. 1955. Zur Entstehung von Höhlenraumen mit Rechteck oder Karste profil. — Höhle, Ztschr. f. Karst u. Höhlenkunde, Jh. 6, H. 2. Wien.

ZWOLIŃSKI S. 1949. Badania speleologiczne w Tatrach. — Wierchy, vol. XIX Kraków.

— 1950. Badania speleologiczne w Tatrach. — Ibidem, vol. XX.

— 1955. Tatrzański rejon jaskiniowy (La région des cavernes de Tatras). — Światowit, t. XXI. Warszawa.

З. ВУЙЦИК и С. ЗВОЛИНЬСКИ

МОЛОДЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ В ТАТРАНСКИХ ПЕЩЕРАХ

(Резюме)

В третичном и четвертичном периодах татранский массив несколько раз подвергался поднятию (Kotański 1958). Всякий раз это поднятие доходило до 100 м.

В последнее время геологические исследования велись в пещерах встречающихся в известняках мальмо-неокома верхнетатранской (верховой) серии. Они позволили констатировать, что татранский массив подвергался также интенсивным тектоническим движениям. В морфологии пещер это проявлялось возникновением многочисленных перемещений и обвалов.

В Магурской Пещере (фиг. 1) так называемый Сталактитовый Корридор был наискось перерезан плоскостью тектонической трещины (фиг. 1). Верхняя партия корридора, по отношению к нижней, передвинулась в северном направлении на 5-8 см. На отмеченной на кро-

вле плоскости перемещения выросли натеки 15-20 см длины. В другом месте этой пещеры в Дольной Коморе плоскость трещины перерезала ее западную часть. Восточная часть пещеры была передвинута в северном направлении на ок. 10 см. Западная часть оказалась перемещенной вниз на 3 м. На провале, который связан с этим перемещением, найдено несколько почти комплектных скелетов пещерного медведя, которые датируют возраст перемещения на последний интергляциал или даже более древние времена.

К наиболее интересным примерам следует отнести сдвиги в Каляцкой Пещере, где небольшой корридор был в двух местах раздвинут (фиг. 4). Вследствие трещин, образовавшихся в направлениях север-юг либо юго-запад — северо-восток, одна часть корридора по отношению к другой была передвинута на 3 м. Как правило, этим движениям сопутствовало поднятие корридоров, находящихся на запад от плоскостей тектонических трещин. Это поднятие не превысило 3 м. При обоих сдвигах образовались тектонические провалы.

Наиболее богатый материал, касающийся молодых тектонических перемещений, находится в Пещере Ментусей (фиг. 5). Здесь встречается несколько генераций тектонических сдвигов. Наиболее старые сдвиги, встречающиеся в самой древней плиоценовой части пещеры, связаны с плоскостями разных направлений, отличались очень большим масштабом. Образовались, между прочим, большие плоскости тектонических зеркал. Из них самые большие покрывают с северной стороны Зеркальный Зал (фиг. 5). В известняках, ограничивающих это зеркало с юга, образовались брекчии и тектонические конгломераты (фиг. 6). Поверхность такого зеркала перерезана поперечным сбросом в направлении север-юг. Этот сброс раздвигает одну часть Зеркального Зала по отношению к другой на 2,5 м. На основании величины натеков, возраст этого сдвига составляет свыше около 10 тысяч лет.

На перемещении по направлению север-юг в Пещере Ментусей накладываются смещения по направлению запад-восток, видимые лучше всего в Главном Корридоре, где южная часть полудуги пещеры, по отношению к северной части, понизилась на ок. 20 см. Эти последние перемещения имели место, по всей вероятности, уже в голоцене, так как они встречаются в местах, периодически заливаемых водой.

Значительно старшими являются смещения в Пещере Мрозьной, где вследствие тектонических движений, вся западная часть пещеры, составляющая почти 500 м длины, была смещена на ок. 0,5 м. Натеки, выступающие на плоскостях сдвигов свидетельствуют, что возраст этих движений не молодой.

К найболее интересным принадлежат также смещения в Пещере Раптавицкой, где образовавшиеся при этом обвалы покрыли пещерный нанос вместе со скелетами пещерных медведей.

Смещения в татранских пещерах, в большинстве случаев, направлены к долинам, на склонах которых встречаются упомянутые пещеры. Непосредственной причиной образования поверхностных напряжений и трещин является изменение системы напряжений вследствие образования глубоких долин. Стимулом к образованию смещений являются сейсмические волны, так как Татры, Внешние Карпаты, а даже окрестности Кракова находятся в зоне их действия.

В пещерах Горичковой и Каляцкой (фиг. 7) эти смещения параллельны современным долинам. Констатировано, что они образовались на склонах прегляциальных долин, которые в этом месте имели пробег запад-восток. Смещения в Пещерах Ментусей, Под Окапом и Раптавицкой молодо-плейстоценского и голоценского возраста связаны с изменением напряжений на склонах элеваций и депрессий татранского сооружения. На образование в большой степени имело влияние также падение слоев, направленное в сторону морфологических обнижений.

Все вышеописанные смещения принимали активное участие в формировании современной морфологии пещер.

Z. WÓJCIK & S. ZWOLIŃSKI

YOUNG TECTONIC DISPLACEMENT IN THE TATRA CAVES

(Summary)

ABSTRACT: In the limestone Tatra caves of the high-tatric series the occurrence has been noted of tectonic displacements. They are responsible for the enlargement of some cave conduits and chambers formed during the phreatic episode, thus bringing about the formation of tectonic chambers and rockfalls. The older displacement planes are with a N-S direction, the younger trend SW-NE or W-E. The displacements in the Magura Cave has been formed prior to the last interglacial period, those of the Raptawicka and Poszukiwaczy Skarbów Caves after it. Displacements in other caves are still younger. These have been formed in the sides of preglacial valleys of Pleistocene and Holocene age. Changes in the strain pattern, due to deep incision of valleys, are the direct cause of fractures in the rock massifs, while seismic forces have brought about the occurrence of displacements.

Research work undertaken on caves of the limestone massifs in the high-tatric series of the Polish Tatra Mountains has shown them to be arranged on three distinct levels (Rudnicki 1958) correlating with periods of checked valley erosion. Periods of intensified erosion correlate

with deep valley incision, each accompanied by an approximately 100 m upheaval of the Tatra surface (Kotański 1958). These movements occurred during the Tertiary and Pleistocene.

On evidence of recent observations in caves within Malm or Malm-Neocomian limestones of the high-tatric series it has been ascertained that the Tatra massif had been within the reach of Pleistocene- possibly also Holocene tectonic activities. These movements are responsible for tectonic displacements not exceeding 10 m, accompanied by tectonic rockfalls.

The here discussed materials have been collected from caves in the Polish Tatra territory.

In the Magura Cave (fig. 1), well known owing to its rich fauna of the last interglacial period, distinct displacements have been observed in the Stalactite Corridor (Korytarz Stalaktytowy) as well as in the Lower Chamber (Komora Dolna). The Stalactite Corridor obliquely cuts the plane of tectonic fracture with a direction of about 90° and a dip of about 70° (fig. 2). The displacement here occurred along this fracture plane involving the upper courses of the conduit which has been shifted about 5-8 cm northwards. Thick calcareous incrustations, coating the conduit walls prior to the displacement, have broken up to produce a talus of flowstone blocks at the bottom of and along the sides of the cave walls. New stalactites, up to 15-20 cm in length, have formed in the top on the displacement surface.

A major tectonic rockfall has heaped up in the Lower Chamber of the Magura Cave owing to the shifting of the eastern periphery of the Chamber about 10 m to the north in relation to the western end, and to a 10 m subsidence of the latter. Several nearly complete skeletons of *Ursus spelaeus* Rosenmüller (Ryziewicz 1957) have been discovered there, dating the displacements in this cave to the last interglacial, possibly even to a somewhat earlier time.

In the Kalacka Cave displacements are readily discernible in two places of the master conduit. The first is about 50 m from the entrance. Here, due to tectonic movements, a number of parallel fracture planes has developed, trending N-S across the corridor (fig. 4). Movements responsible for tension of mountain massifs have caused a major tectonic fissure, while the fissure-like corridor adjoining it on the west has been shifted to the north being at the same time raised by about 3 m. At another site (about 150 m from the entrance) a narrow side conduit, exhibiting phreatic morphology over a distance of 20 m, has been formed by the zone of strong tectonic displacements. This small corridor is cut by numerous SW-NE planes over which the lower part of the master conduit has been shifted about 3 m northwards. At the same time the

western end of a tectonic chamber formed by this displacement has been raised 3 m to produce a small horst.

The displacements occuring in the Miętusia Cave are those most complicated. They are encountered nearly all over the cave. Owing to lack of palaeontological evidence they cannot be accurately dated. It is supposed that the oldest displacements are referable to the Tertiary, since that part of the cave where they are noted is of Pliocene age. The younger displacements probably occurred during the late Pleistocene or the Holocene. The oldest ones are observable in the Mirror Chamber (Sala Lustrzana) (fig. 5) which is covered on the north by a tectonic slickenside formed on a bedding plane fissure. The strength of the displacement force was so great as to bring about the formation of breccias and even tectonic conglomerates within limestones, on the south adjacent to the slickenslide plane. Tectonic displacement planes of the oldest generation have various trends. Those of the younger generation are associated with the N-S joints. In the Mirror Chamber displacements of this generation transversely cut the slickenside surface, altering by 2.5 m the relation of the eastern end of the Chamber to the western. On the lenght of the dripstones here the age of these displacements may be roughly estimated at about ten thousand years. This is the pattern of joints prevailing in the Miętusia Cave. It is the rule there that tectonic rockfall chambers are formed at the crossing of two tectonic displacements planes. The largest rockfalls occur in the uppermost, i.e. the oldest parts of the cave. Their age may be associated with that of the popularly known rockfall of Wantule, formed towards the close of the Pleistocene.

The youngest of the Miętusia Cave displacements stretch along the bedding plane of E-W fractures, similarly as some of the oldest displacements. They cut transversely the second generation of tectonic displacements, and are notably smaller, as a rule not exceeding 30 cm. In the Miętusia Cave they are encountered frequently, being most readily discernible in the master conduit (fig. 5) where the southern portion of the semi-arched conduit has been depressed about 20 cm in relation to the northern part. These displacements occur in parts of the conduit even now inundated by intermittent flood water, which suggests their assignment to the late Pleistocene or possibly the Holocene.

The tectonic displacements in the Mroźna Jaskinia Cave may be dated with better accuracy. This cave has been formed on the tectonic N-S fracture plane and stretches along this plane over nearly 500 m. The displacement occurred along this plane involving the whole western portion of the cave whose floor has been depressed about 0.5 m in rela-

tion to that of the eastern portion. During this displacement the old flowstone coating fell down. New flowstones have developed here with a lenght of up to 20 cm.

The tectonic N-S displacements in the Raptawicka Cave belong to the most interesting ones. Tectonic rockfalls there, for which these movements are responsible, were heaped on the arenaceous slime of the cave burying in it the bone remains of a cave bear. The age of this displacement is, therefore, younger than the last interglacial.

Tectonic forces have carved the sculpture of Recent cave relief, particularly so in juvenile mountain chains, not only in the initial period of cave formation — as stated by Bögli (1956) — but in the phreatic and vadose episodes too. In many of the Tatra caves tectonic displacements participated in carving out their present relief subsequent to the development of cave deposits in their siphonal depressions at the close of the phreatic episode (Kalacka and Mroźna caves). In other caves (Magura, Miętusia, Raptawicka caves) tectonic displacements have altered cave relief during the vadose episode. In many cases tectonic displacement planes cut erosional forms which were shaped in the phreatic and vadose episodes, such as potholes, flutes, meander niches et caetera. Thus, some of the tectonic displacements may be dated not on palaeontological evidence only, but additionally on morphological suggestions too.

In the majority of the Tatra caves displacements are directed towards the valleys which they accompany. Modifications in the strain pattern due to the incision of deep valleys are directly responsible for the formation of fractures. Seismic forces bring about displacements — since the Tatra Mountains, the Outer Carpathians and even the Kraków region are situated within the range of their activities.

In the Goryczkowa and Kalacka caves (fig. 7) displacements run parallel to Recent valleys. It has been ascertained that they were formed on slopes of preglacial valleys here directed E-W. Displacements in the caves of Miętusia, Pod Okapem and Raptawicka, of younger Pleistocene and Holocene age, are associated with the modified strain pattern in tectonic elevations and depressions, due to strong results of erosion in the Goryczkowa depression. The dip of beds trending towards morphological depressions has likewise played an important role in the occurrence of these displacements.

Warszawa—Zakopane
December 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXIX-XXXII

DESCRIPTION OF PLATES XXIX-XXXII

PL. XXIX

Fig. 1

Jaskinia Magurska. Kości niedźwiedzia jaskiniowego na zawalisku Dolnej Komory
Fot. S. Zwoliński
Magura Cave. Bones of cave bear on the "Dolna Komora" rockfall

Fig. 2

Przesunięcia na ścianie Jaskini Kalackiej. Jedna płaszczyzna przecina kocioł wirowy
Fot. Z. Wójcik
Displacement on Kalacka Cave wall. One of the planes cuts across the pot-hole

PL. XXX

Fig. 1

Jaskinia Miętusia. Przesunięcie w stropie korytarza przed Syfonem Zwolińskich
Fot. S. Zwoliński
Miętusia Cave. Discplacement in upper side of corridor in front of the Zwoliński Siphon

Fig. 2

Jaskinia Miętusia. Przesunięcie tektoniczne nad jeziorkiem przy Sali bez Stropu
Fot. S. Zwoliński
Miętusia Cave. Tectonic displacement at the pond near Sala bez Stropu Chamber

PL. XXXI

Fig. 1

Jaskinia Miętusia. Sala pochodzenia tektonicznego w Zawaliskach Miętusiańskich
Fot. Z. Małek
Miętusia Cave. Chamber of tectonic origin in Zawaliska Miętusiańskie

Fig. 2

Jaskinia Miętusia. Kamienny Las *Fot. Z. Małek*
Miętusia Cave. "The Stone Forest" (Kamienny Las)

PL. XXXII

Fig. 1

Jaskinia Miętusia. Przesunięcia tektoniczne w korytarzyku pod Progiem Męczenników *Fot. Z. Małek*
Miętusia Cave. Tectonical displacement in corridor "Pod Progiem Męczenników"

Fig. 2

Jaskinia pod Okapem. Przesunięcia przy wejściu do jaskini *Fot. Z. Wójcik*
Pod Okapem Cave. Displacement at the entrance of cave

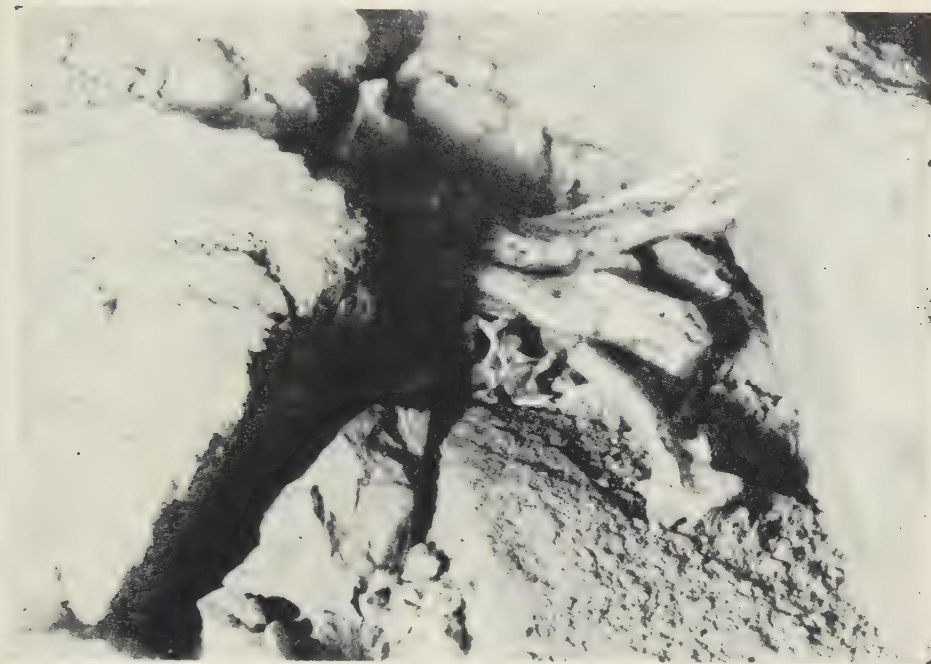


Fig. 1

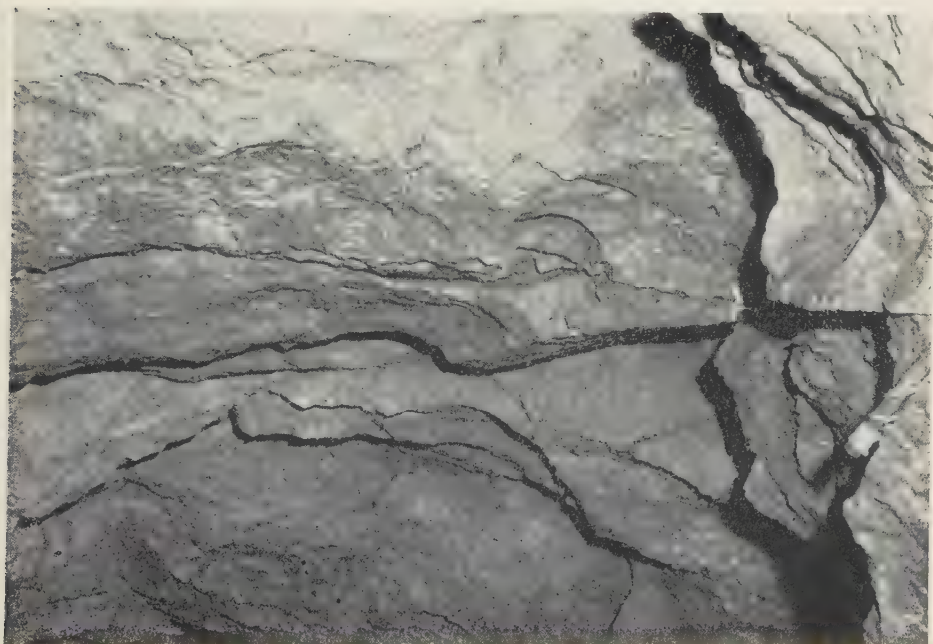


Fig. 2



Fig. 2



Fig. 1

Fig. 1

Fig. 2

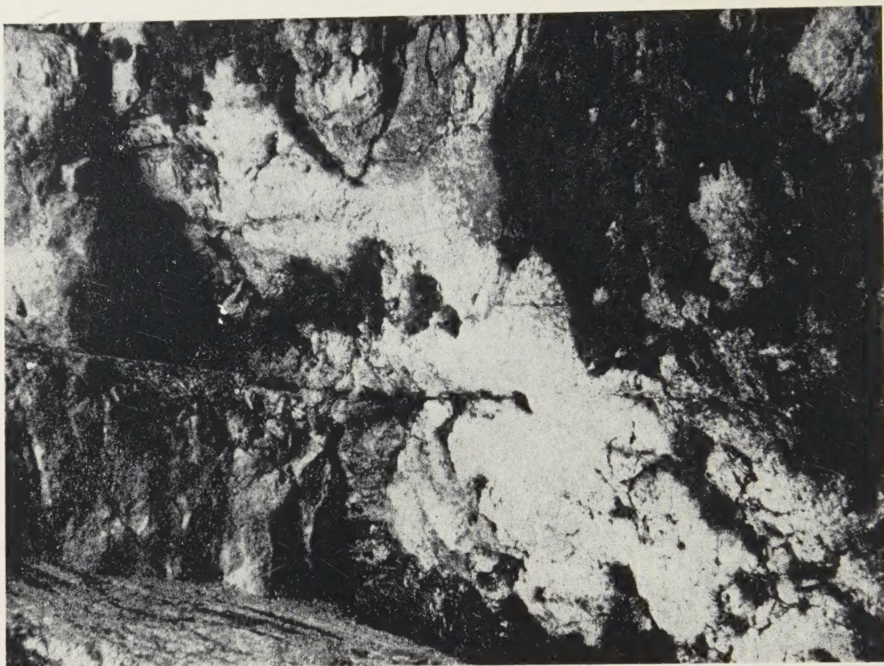


Fig. 2

Fig. 1

WARUNKI PRENUMERATY

„ACTA GEOLOGICA POLONICA" — KWARTALNIK

Cena w prenumeracie zł 100.— rocznie, — zł 50.— półrocznie

Zamówienia i wpłaty przyjmują:

1. Centrala Kolportażu Prasy i Wydawnictw „Ruch" Warszawa, ul. Srebrna 12 konto PKO Nr 1-6-100.020.

2. Urzędy pocztowe.

Prenumerata ze zleceniem wysyłki za granicę — 40% drożej. Zamówienia dla zagranicy przyjmuje Przedsiębiorstwo Kolportażu i Wydawnictw Zagranicznych „Ruch", Warszawa, ul. Wilcza 46, konto PKO Nr 1-6-100.024. Bieżące numery do nabycia w niżej podanych placówkach „Ruchu", w księgarniach naukowych „Dom Książki", we Wzorcowni ORWN PAN, oraz we Wzorcowni PWN.

Informacji w sprawie sprzedaży egzemplarzy z poprzednich lat udziela Centrala Kolportażu Prasy i Wydawnictw „Ruch", Dział Handlowy, Warszawa, ul. Srebrna 12

PLACÓWKI „RUCHU"

Warszawa, ul. Nowopięknа 3
Warszawa, ul. Nowy Świat 72 Pałac Staszica
Warszawa, ul. Wiejska 14
Białystok, Lipowa 1
Bielsko-Biała, skl. nr 1, ul. Lenina 7
Bydgoszcz, ul. Armii Czerwonej 2
Bytom, sklep nr 39 Pl. Kościuszki
Chorzów, ul. Wolności 54
Ciechocinek, kiosk nr 4 „Pod Grzybkiem"
Częstochowa, II Aleja 26
Gdańsk, ul. Długa 33/34
Gdynia, ul. Świętojańska 9
Gliwice, ul. Zwycięstwa 47
Gniezno, ul. Mieczysława 31
Grudziądz, ul. Mickiewicza sklep nr 5
Inowrocław, ul. Marchlewskiego 3
Jelenia Góra, ul. 1-go Maja 1
Kalisz, ul. Śródmiejska 3
Katowice Zach., ul. 3-go Maja 28
Kielce, ul. Sienkiewicza 22
Koszalin, ul. Zwycięstwa 38
Kraków, Rynek Główny 32
Krynica, Stary Dom Zdrojowy
Lublin, Krak. Przedmieście 72
Nowy Sącz, ul. Jagiellońska 10
Łódź, ul. Piotrkowska 200
Olsztyn, Pl. Wolności (kiosk)
Opole, Rynek — sklep nr 76
Ostrów Wlkp., ul. Partyzancka 1
Płock, ul. Tumska, kiosk nr 270
Poznań, ul. Dzierżyńskiego 1
Poznań, ul. Głogowska 66
Poznań, ul. 27-go Grudnia 4
Przemyśl, Pl. Konstytucji 9
Radom, ul. Moniuszki 5
Rzeszów, ul. Kościuszki 5
Sopot, ul. Monte Cassino 32
Sosnowiec, ul. 22-go Lipca 30
Szczecin, Al. Piastów róg Jagiellońskie
Toruń, Rynek Staromiejski 9
Wałbrzych, ul. Wysockiego obok pl. Grunwaldzkiego
Włocławek, Pl. Wolności róg ul. 3 Maja
Wrocław, Pl. Kościuszki, kiosk nr 9
Zabrze, Pl. 24-go Stycznia pkt nr 50
Zakopane, ul. Krupówki 51
Zielona Góra, ul. Świerczewskiego 38

KSIĘGARNIE NAUKOWE „DOM KSIĄŻKI"

Warszawa, ul. Krak. Przedm. 7
Kraków, ul. Podwale 6
Łódź, ul. Piotrkowska 102a
Poznań ul. Armii Czerwonej 69
Wrocław, Rynek 60

Ośrodek Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN
Warszawa, Pałac Kultury i Nauki (Wzorcownia)
Wzorcownia PWN, Warszawa, ul. Miodowa 10